



ПЕТРОЛОГИЯ



Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



НАУКА
— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 5, 2024

- Термальная история и флюидный режим становления Эльджуртинского массива биотитовых гранитов (Большой Кавказ): реконструкции на основе изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) и геохимических данных
Е. О. Дубинина, А. С. Авдеенко, А. А. Носова, Ю. Н. Чижова, С. Е. Борисовский, О. М. Жиличева, А. Я. Докучаев 529
- Осумилитсодержащие лавы Кельского нагорья (Большой Кавказ): петролого-геохимические характеристики, минеральный состав и условия образования магматических расплавов
Е. Н. Кайгородова, В. А. Лебедев, П. М. Карташов, Е. В. Ковальчук, А. В. Чугаев 552
- Обобщенный P – T тренд и флюидный режим эксгумации метапелитов Центральной зоны комплекса Лимпопо (ЮАР)
О. Г. Сафонов, В. О. Япаскурт, Д. Д. ван Ринен, К. А. Смит, С. А. Ушакова, М. А. Голунова 586
- Роль ликвации в формировании редкометальных гранитов Катугинского массива, Алданский щит
Е. В. Толмачева, С. Д. Великославинский, А. Б. Котов, А. М. Ларин, Е. В. Склярков, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, Т. М. Сквитина, В. П. Ковач, О. Л. Галанкина 625

УДК 505.42

ТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ СТАНОВЛЕНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО МАССИВА БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ): РЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНЫХ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ¹

© 2024 г. Е. О. Дубинина^{a, *}, А. С. Авдеенко^a, А. А. Носова^a,
Ю. Н. Чижова^a, С. Е. Борисовский^a, О. М. Жиличева^a, А. Я. Докучаев^a

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
РАН, Москва, Россия

*e-mail: elenadelta@gmail.com

Поступила в редакцию 02.02.2024 г.

После доработки 18.04.2024 г.

Принята к публикации 21.05.2024 г.

На основе геохимических и изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) характеристик гранитов Эльджуртинского массива проведена реконструкция теплового и флюидного режима становления интрузивного тела. Анализ пород из керна Тырнаузской глубокой скважины (ТГС), отобранного в интервале глубин 1427–3923 м, показал, что изотопные параметры пород Эльджуртинского массива однородны. Значения $\delta^{18}\text{O}$ валовых проб кварца, полевых шпатов и биотита в 12 образцах биотитовых гранитов составляют: 8.50 ± 0.33 , 9.55 ± 0.22 , 8.40 ± 0.33 и $5.45 \pm 0.40\text{‰}$ соответственно. Значения δD в биотите этих образцов варьируют в пределах -103.3‰ – -95.6‰ . Температуры закрытия изотопной системы кислорода кварца составляют 440–980°C. Проведена реконструкция режима остывания пород на основе разработанного нами подхода, основанного на анализе единичных зерен кварца. Показано, что данный подход может быть применен для детальной реконструкции термальной истории становления интрузивных тел. На примере конкретных образцов показана работоспособность уравнения Додсона для описания $\delta^{18}\text{O}$ кварца в гранитной системе. Полученные данные позволяют считать, что становление изученной части массива протекало, по меньшей мере, в два близких по времени этапа. Первой кристаллизовалась нижняя часть разреза, а вторая инъекция гранитного расплава поступила непосредственно вслед за первой, которая к данному моменту успела закристаллизоваться, но еще не успела существенно остыть. Значения T_c в нижней части массива указывают на повторное открытие изотопной системы кислорода кварца с последующим длительным изотопным переуравновешиванием между минералами. Это приводит к снижению наблюдаемой T_c и расчетных скоростей остывания породы, поскольку возрастает объем интрузивного тела, а остывание происходит в окружении уже прогретых пород. Оценки изотопных параметров водного компонента указывают на отсутствие экзогенного флюида (метеорных или захороненных вод) на стадии остывания пород массива, а имеющиеся вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах биотитовых гранитов Эльджуртинского массива могут быть описаны в рамках простого ретроградного обмена на стадии остывания.

Ключевые слова: массив Эльджурта, $\delta^{18}\text{O}$, δD , изотопная термометрия, скорость остывания, уравнение Додсона, ретроградный изотопный обмен, биотитовые граниты, диффузия, флюид

DOI: 10.31857/S0869590324050018 **EDN:** ALVJJX

ВВЕДЕНИЕ

Эльджуртинский массив представлен самыми молодыми биотитовыми гранитами на Земле: их

возраст, определенный разными изотопными методами, составляет около 2 млн лет. По результатам K-Ag датирования он варьирует от 2.0 ± 0.2 до 1.9 ± 0.15 млн лет (Борсук и др., 1972), а по данным Rb-Sr метода – 1.982 ± 0.008 млн лет (Журавлев, Негрей, 1993). Детальные оценки, полученные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту, варьируют в зависимости от глубины отбора пробы от 2.2–2.5 млн лет

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

в верхней части массива до 1.2–1.4 млн лет на глубине ~3800 м (Hess et al., 1993). Возраст, определенный по U-Pb системе циркона, составил 2.04 ± 0.03 млн лет (Grün et al., 1999) и 2.10 ± 0.08 млн лет (Соловьев и др., 2021). В указанных интервалах оказываются и все остальные датировки биотитовых гранитов Эльджуртинского массива с несколько более молодыми возрастами, установленными для ассоциирующихся с ними лейкогранитов (Аракелянц и др., 1968; Костицын, 1995; Лебедев и др., 2004; Чернышев и др., 2011 и др.).

Внимание к эльджуртинским гранитам привлекает не только их молодой возраст, но и пространственная связь с крупным W-Mo редкометальным месторождением Тырнауз. Наличие и пространственной, и генетической связи является предметом дискуссии как в прошлые годы (Пэк, 1962; Ляхович, 1976; Хитаров и др., 1980; Chernyshev, 1985; Ляхович, Гурбанов, 1992; Докучаев, Носова, 1994; Костицын, 1995), так и сейчас (например, Соловьев и др., 2021). Так или иначе, нельзя отрицать роль внедрения расплава эльджуртинских гранитов как фактора источника тепловой энергии или также возможного триггера циркуляции флюидных потоков. С этой точки зрения, термальная история и флюидный режим становления массива эльджуртинских гранитов заслуживают особого внимания.

Имеющиеся данные о тепловом и флюидном режиме становления Эльджуртинского массива противоречивы. Вероятность присутствия экзогенных метеорных вод на стадии становления массива или его отдельных фрагментов оценивается от полного отрицания (Хитаров и др., 1980, Gazis et al., 1995; Soloviev et al., 2021) до признания их доминирующей роли (Костицын, 1995). Что касается теплового режима, то часть исследований поддерживает монотонный однородный характер строения и остывания всего тела массива (например, Хитаров и др., 1980). В то же время некоторые данные указывают на различие пород верхней и нижней части массива по отдельным изотопным (Костицын, 1995) характеристикам или динамике остывания (Gazis et al., 1995). Кроме того, некоторые исследователи привлекают модели мультистадийного внедрения расплавов эльджуртинских гранитов, подразумевающие наличие гранитного прототела, так называемой первой фазы внедрения (например, Соболев, Кононов, 1993).

Как тепловой, так и флюидный режимы становления гранитных тел являются традиционными задачами для геохимии стабильных изотопов кислорода и водорода. Эти изотопные системы минералов интрузивной породы отражают не только динамику ее остывания, но также позволяют установить параметры водного компонента флюидной фазы, находящейся в равновесии с минералами на определенной стадии формирования массива. Эти задачи частично решались около 30 лет назад

при изучении кернового материала глубоких скважин, пройденных в массиве (Gazis et al., 1995; Костицын, 1995). Однако указанные работы основаны на изотопно-кислородных данных, полученных методом объемного фторирования, существенно уступающих современным методам в точности и количестве анализируемого вещества. В настоящей работе мы использовали современный метод изотопного анализа кислорода, привлекли изотопно-водородные данные и применили новые подходы к оценке скоростей остывания, основанные на изотопном анализе кислорода единичных зерен кварца.

Необходимость в высоком качестве изотопного анализа связана с тем, что для оценки термальной истории породы требуется максимально точная оценка температуры закрытия изотопной системы кислорода минералов. Для этого необходимо не только точное определение величины $\delta^{18}\text{O}$, но и знание точного размера минеральных зерен, которые в пределах одного домена гранитной породы могут различаться на порядки. Метод оценки скоростей остывания подразумевает использование уравнения Додсона (Dodson, 1973), которое связывает температуру закрытия изотопной системы минерала со скоростью остывания породы, диффузионными свойствами минерала и размерами минеральных зерен. Подход, основанный на применении температуры закрытия, претерпевал ряд модификаций (Dodson, 1979; Jenkin et al., 1994; Ganguly, Tirone, 1999; Eiler et al., 1993 и др.), но в самом простом варианте уравнение Додсона имеет вид:

$$T_c = \left[\frac{E/R}{\ln \left(\frac{-ART_c^2 (D_0/a^2)}{E(\delta T/\delta t)} \right)} \right], \quad (1)$$

где a – линейный размер минерального зерна (например, радиус); A – фактор геометрической формы зерна (для изометричных зерен $A = 55$, Dodson, 1973); D_0 – коэффициент диффузии интересующего изотопа или элемента; $\delta T/\delta t$ – скорость остывания породы; E – энергия активации (Дж/моль); R – универсальная газовая постоянная. При выводе данного уравнения и его аналогов подразумевалось, что диффузия элемента или изотопа в среде, окружающей минеральное зерно, протекает быстрее, чем в самом зерне. Этому условию в гранитах, как правило, удовлетворяет кварц, в котором скорость диффузии кислорода существенно ниже, чем в полевых шпатах и биотите (например, Farver, Yund, 1991; Farver, 2010). Однако граниты часто являются неравномерно-зернистыми, порфировидными породами, и для них сложно корректно

учесть размер зерен кварца, если анализируется минеральная фракция, отобранная из дробленого образца. В этом случае используют усредненную величину размера зерна в уравнении (1), сопоставляя ее с усредненной величиной $\delta^{18}\text{O}$, полученной для навески минерала. В результате возникает двойная неопределенность — как в информации о размерах зерен, так и в оценке средней величины $\delta^{18}\text{O}$, которая при гетерогенном изотопном составе зерен не обязательно корректно отражает средний изотопный состав минерала. Как следствие, оценки скоростей остывания с помощью уравнения (1) могут различаться на порядки (Gazis et al., 1995).

В настоящей работе нами применен подход, связанный с изучением величины $\delta^{18}\text{O}$ для отдельных (единичных) зерен кварца, для которых могут быть точно установлены размер и их форма, а сами зерна могут быть извлечены из единого фрагмента или домена породы. Как следует из уравнения (1), если остывание породы не было осложнено какими-либо термальными событиями (прогревом и/или перекристаллизацией за счет последующих магматических, метаморфических, тектонических и др. процессов), значения T_c для зерен разного размера в одном домене породы должны быть разными, а скорости остывания — близкими друг к другу, в идеале — идентичными. Протестировать данный подход именно на гранитах Эльджуртинского массива является интересной задачей, поскольку эти породы удовлетворяют всем необходимым условиям: они имеют неравномерно-зернистую порфиридовидную структуру и в силу молодого возраста не испытали заметных термальных изменений после формирования.

Оценка изотопных параметров флюидной фазы в настоящей работе проведена с помощью двух изотопных систем — водорода и кислорода по результатам изучения биотита. Изотопное отношение водорода в биотите не подвержено искажению за счет ретроградного обмена, поскольку в породе нет других Н-содержащих фаз, и оно контролируется исключительно равновесием с флюидом, что позволяет более четко ответить на вопрос о происхождении последнего.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЬДЖУРТИНСКОГО МАССИВА

Эльджуртинский гранитный массив неогенового возраста (Костицын, Кременецкий, 1995;

Аракелянц и др., 1968; Hess et al., 1993; Соловьев и др., 2021) расположен в южной части Эльбрусской вулканической области, в области сочленения зон Передового и Главного хребтов Большого Кавказа. Он прорывает палеозойские и мезозойские островодужные комплексы первой зоны и протерозойские-раннепалеозойские метаморфические породы второй зоны (рис. 1).

Площадь массива оценивается в 20 км² (Соловьев и др., 2021), его выходы в левом борту р. Баксан достигают максимальной абс. отметки в 2550 м, кровля массива падает к юго-западу под углом 30°, контакты крутые, около 60°. Естественные выходы и глубокие буровые скважины дают возможность проследить разрез гранитного массива более чем на 5 км (например, Докучаев, Носова, 1994; Соловьев и др., 2021; Gazis et al., 1995). Массив характеризуется относительно гомогенным строением, со скрытой расслоенностью, выраженной вариацией структур и модального состава гранитов. Граниты секутся дайками и жилами лейкогранитов и аплитов. Преобладающими типом пород являются порфиридовидные, крупно-среднезернистые биотитовые граниты. Их минеральный состав слабо варьирует с глубиной (см. Supplementary² 1, ESM_1) в следующих пределах: 20–45 об. % КПШ, 30–50 об. % плагиоклаза, ≈30% кварца и от 5–7 до 15 об. % биотита. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом, цирконом, сульфидами.

Граниты не несут признаков существенных гидротермально-метасоматических изменений, за исключением части разреза на глубинах 2100–3200 м, где наблюдаются следы гидротермальной проработки и содержится молибденит-висмутиновая минерализация, тогда как для выше- и нижележащих частей разреза характерна шеелит-вольфрамитовая минерализация (Докучаев, Носова, 1994). Однако эти изменения выражены слабо: породы содержат не более 1–3% новообразованных минералов (замещение биотита хлоритом, развитие серицита, карбонатов и альбита в виде тонкозернистого агрегата, замещающего, как правило, центральную часть кристаллов плагиоклаза).

МАТЕРИАЛЫ

В 1987–1990 гг. ГНПП Недр в центральной части массива из долины р. Баксан (абс. отм. 1300 м) была пробурена Тырнаузская глубокая скважина (ТГС) на глубину 4001 м. В настоящей работе изучались образцы, представленные фрагментами керна с разных глубин. В соответствии с петрографическими особенностями изученной части керна, породы массива были разделены на несколько зон (Докучаев, Носова 1994), в пределах которых для настоящей работы были отобраны 13 образцов биотитовых гранитов (Эл-1 ... Эл-13), три образца пород из маломощных (≈10 м) даек лейкогранитов

²В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary 1:

ESM_1 — Минеральный состав пород;
ESM_2 — Элементный состав пород;
ESM_3 — Элементный состав биотита.

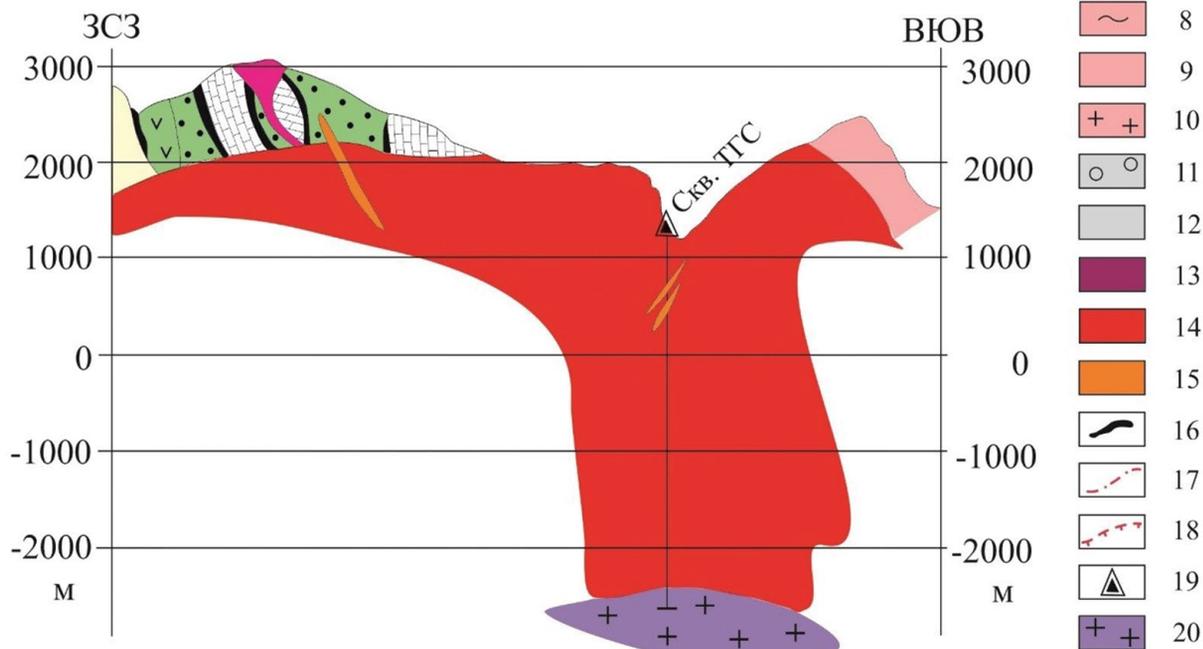
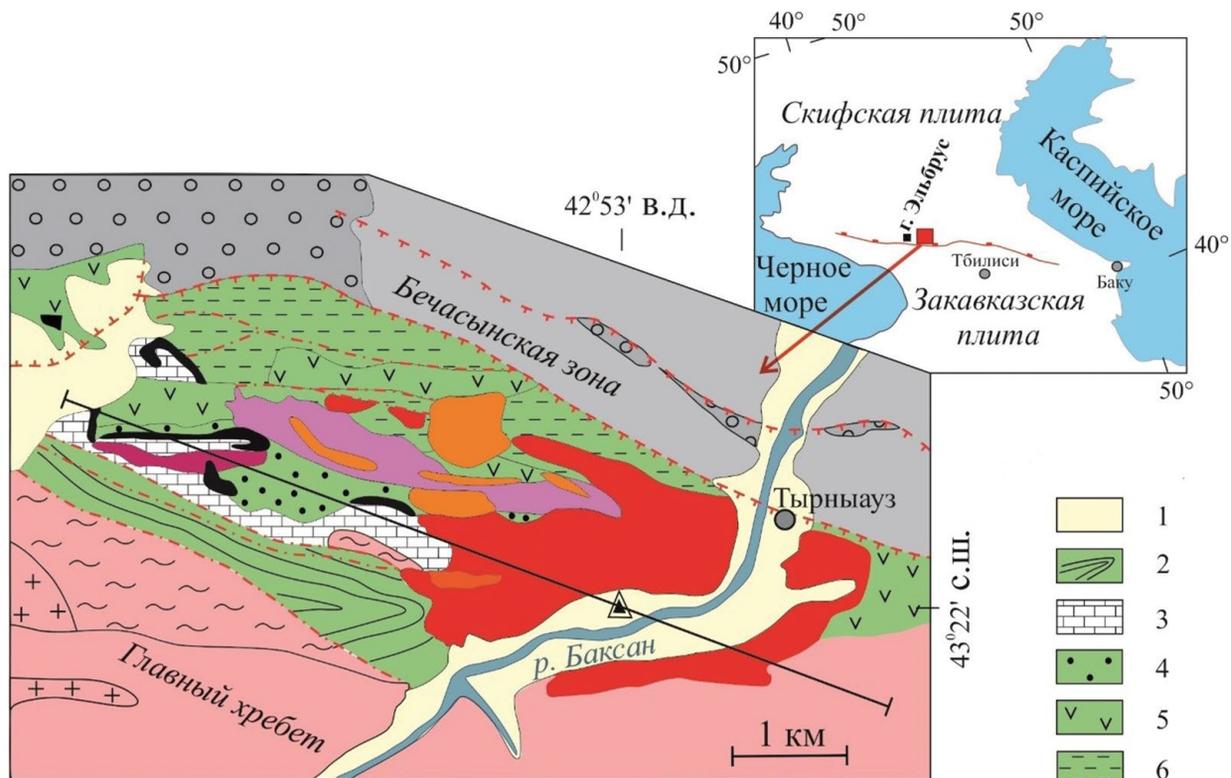


Рис. 1. Схема геологического строения Тырнаузского рудного поля (Пэк, 1962; Курдюков, 1983; Докучаев, Носова 1994).

1 – четвертичные отложения; 2–7 – зона Передового хребта: 2 – глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (джи-гиатская свита), J_{1-2} , 3 – известняки (нижняя подсвита гидамской свиты), D_3-C_1 , 4 – алевролиты, песчаники, конгломераты (верхняя подсвита гидамской свиты), D_3-C_1 , 5 – лавы основного, среднего и кислого составов, туфы, туффиты, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, линзы известняков, кремни (кизилкольская и эль-мезтьюбинская свиты), D_2-D_3 , 6 – филлиты, алевролиты, песчаники (артыкчатская и картджуртская свиты), D_{1-2} , 7 – плагиограниты (трондъемиты), PZ_2 ; 8–10 – зона Главного хребта: 8 – кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты (макерская серия, дуппукская и ктитебердинская свиты), PR_2 , 9 – мигматиты, мигматизированные гнейсы, сланцы, амфиболиты (гондарайский комплекс), PR_2 , 10 – граниты (белореченский и уллукамский комплексы), PZ_{2-3} ; 11, 12 – Бечасынская зона: 11 – песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, C_3 , 12 – хлорит-мусковит-альбитовые, мусковит-альбитовые сланцы (шаукольская свита), PR_2 ; 13–15 – Тырнаузский магматический комплекс: 13 – лейкократовые граниты, N^2_2 , 14 – эльджуртинские граниты, N^2_2 , 15 – риолиты, N^2_2 ; 16 – скарново-рудные тела с Mo-W оруденением; 17 – сбросы; 18 – надвиги; 19 – местоположение Тырнаузской глубокой скважины (ТГС); 20 – двуслюдяные граниты.

(Эл-15 ... Эл-17) и один образец двуслюдяного гранита (Эл-14). Места отбора образцов отмечены на рис. 2. Краткое описание зон в направлении сверху вниз:

а) Прикровельная зона (глубина <1857 м). За исключением маломощной апикальной зоны, породы в этом интервале наиболее однородны и

представлены однообразными светлыми порфировидными крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, состоящими из КПШ, плагиоклаза, кварца и биотита. По сравнению с нижележащими гранитами, КПШ в породах зоны А заметно обогащены *Ab*-составляющей (до глубины 1100 м). Плагиоклазы отличаются появлением очень



Рис. 2. Разрез гранитов Эльджуртинского массива по результатам изучения Тырнаузской глубокой скважины с отмеченными местами отбора изученных образцов. Составлено по (Докучаев, Носова, 1994).

основных (до 64% *An*) составов в I генерации. На глубине 1688 м в ТГС фиксируется переход от мегапорфировидных (за счет крупных фенокристов КПШ) средне-крупнозернистых к мелко-среднезернистым порфировидным биотитовым гранитам. В последних несколько увеличивается количество биотита (до 13–15% по сравнению с 8–10% в крупнозернистых гранитах). В нижней части интервала граниты приобретают мелкозернистую и резкопорфировидную структуру. Отобраны образцы биотитовых гранитов (Эл-1 ... Эл-3);

б) Верхняя часть интрузива (глубина 1857–2105 м) сложена порфировидными средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами и, возможно, прорывающими их биотитовыми лейкогранитами. Обогащена SiO_2 и K_2O и обеднена всеми прочими породообразующими оксидами, особенно TiO_2 и MgO . Здесь появляются КПШ с высокой долей *Or* минала. Отобраны образцы биотитовых гранитов (Эл-4) и лейкогранитов (Эл-5);

с) Средняя зона интрузива (глубина 2105–3200 м) сложена биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами с дайками лейкогранитов, около которых развиты зоны грейзенизированных гранитов. Структура гранитов в данном интервале варьирует от равномернозернистой в верхней части до слабопорфировидной в нижней части, где доля вкрапленников составляет 5–10%, редко до 15%. Содержание биотита здесь составляет 12–13%. Среди КПШ преобладают удлиненно-таблитчатые призмь: в верхней части с отношением сторон 1 : 4, с большим количеством пойкилитовых включений кварца, плагиоклаза, биотита. Отобраны образцы биотитовых гранитов (Эл-6 ... Эл-8), грейзенизированных гранитов (Эл-9) и лейкогранитов (Эл-15, Эл-16);

д) Приподошвенная зона интрузива (глубина 3200–3505 м) характеризуется сменой мелкозернистых гранитов средне-крупнозернистыми порфировидными (до 5–15% вкрапленников) биотитовыми гранитами. В последних отмечается уменьшение количества плагиоклаза и возрастание количества кварца и калиевого полевого шпата, по сравнению со всеми вышележающими разностями гранитов. Крупные вкрапленники представлены только КПШ и кварцем, но не плагиоклазом в отличие от вышележащих гранитов. Отобраны образцы биотитовых гранитов (Эл-10, Эл-11) и лейкогранитов (Эл-17);

е) Нижняя часть интрузива (глубина 3505–3835 м) характеризуется ростом количества вкрапленников (25–30%) в биотитовых гранитах, среди вкрапленников наряду с КПШ и кварцем вновь появляется плагиоклаз. Отобраны образцы биотитовых гранитов (Эл-12, Эл-13);

ф) Основание вскрытой части массива (глубина >3800 м) представлено двуслюдяными

мусковит-биотитовыми гранитами. Весь вскрытый в ТГС интервал представляется довольно однородным. Отобран образец двуслюдяных гранитов (Эл-14).

МЕТОДЫ

Во всех перечисленных выше образцах были изучены: минеральный и элементный состав пород (см. Supplementary 1, ESM_1, 2), изотопный состав кислорода породообразующих минералов и валовых проб, а также изотопный состав водорода биотита (табл. 1, 2). В пяти образцах биотитовых гранитов исследовалась динамика остывания пород по единичным зернам кварца (табл. 3). Для независимых оценок температуры формирования биотита был изучен его элементный состав (см. Supplementary 1, ESM_3).

Определение химического состава пород и биотита

Концентрации породообразующих элементов определялись классическим методом силикатного анализа (мокрая химия) и методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН (Москва). Содержания микроэлементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре ELAN-6100 DRC (ЦЛ ФГБУ ВСЕГЕИ, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов).

Анализ состава биотита в прозрачно-полированных шлифах, изготовленных из наиболее представительных образцов, проведен на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8200 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА с использованием программы ZAF-коррекции фирмы JEOL (ИГЕМ РАН).

ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ КИСЛОРОДА

Изотопный анализ кислорода проведен в ИГЕМ РАН методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990). Экстракция кислорода из образцов силикатных минералов (1–1.5 мг) проводилась с помощью нагрева 30W CO_2 -лазером ($\lambda = 10.63$ мкм) в среде BrF_5 . Выделенный кислород очищали от примесей и остатков реагента и подавали в систему напуска масс-спектрометра "DELTAplus" (Finnigan). Измерения проводились относительно рабочего эталона O_2 , в котором изотопное отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ калибровано в международной шкале V-SMOW относительно пары международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Воспроизводимость измерений по результатам многократного анализа внутреннего стандарта кварца POLARIS ($\delta^{18}\text{O} = 13.0\text{‰}$), плагиоклаза ОЛ-1 ($\delta^{18}\text{O} = 7.1\text{‰}$) и кварца ГИН ($\delta^{18}\text{O} = 9.1\text{‰}$) составляет $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ).

При анализе растертых валовых проб гранитов применяли метод нагрева расфокусированным лазерным лучом (Spicuzza, 1998).

Изотопный анализ водорода

Анализ изотопного состава водорода биотита выполнен методом TC/EA-CF-IRMS в постоянном потоке гелия с использованием элементного анализатора FlashHT и масс-спектрометра Delta V+ (Finnigan, Германия). В этом методе в результате реакции пиролиза при 1450°C в керамическом реакторе, заполненном стеклоуглеродом (Gehre, Strauch, 2003), происходит выделение газообразных H₂ и CO из минералов, содержащих OH-группу. Выделенные газы очищаются от примесей хроматографическим методом и поступают в источник ионов масс-спектрометра. Измерения проводятся в онлайн режиме с использованием эталонного газа H₂. Стандартный измерительный метод включает регистрацию четырех пиков эталонного газа и одного пика образца (TC/EA Operating Manual, 2001). Навески образцов (1 мг) помещали в серебряные капсулы, которые размещали в алюминиевом

планшете и просушивали в течение двух часов при 105°C. После просушки каждую капсулу немедленно запаивали и сразу анализировали. Для калибровки измеренных величин δD использовали международные стандарты, которые анализировали одновременно с образцами для соблюдения идентичности аналитической подготовки и стратегии измерения. Анализ биотита эльджуртинских гранитов проводился в две серии. В первой серии вместе с образцами анализировался международный стандарт NBS-30, во второй – международные стандарты USGS-57 (биотит) и USGS-58 (мусковит). Во второй серии были повторно проанализированы три образца из первой серии для проверки воспроизводимости, которая не превысила величину ±2‰, что указывает на отсутствие инструментального дрейфа и компресс-фактора для данного метода TC/EA CF IRMS и позволяет нормализовать все измеренные величины δD в шкале V-SMOW методом линейной регрессии по измеренным значениям стандартов USGS-57 (биотит) и USGS-58 (мусковит). Нормализованное значение для NBS-30 составило -44.9‰, что почти на 21‰

Таблица 1. Изотопный состав кислорода минералов и валовых проб и водорода биотита гранитов Эльджуртинского массива

Номер образца	Глубина, м	Тип породы	δ ¹⁸ O _{VSMOW} , ‰				δD _{VSMOW} , ‰ (биотит)
			вал	кварц	полевые шпаты	биотит	
Эл-1	1427	Биотитовый гранит	8.31	9.46	8.05	5.99	-98.8
Эл-2	1689	Биотитовый гранит	8.84	9.44	8.80	5.69	-103.3
Эл-3	1829	Биотитовый гранит	8.95	9.47	8.43	5.75	
Эл-4	1938	Биотитовый гранит	8.85	9.59	8.60	5.42	-100.4
Эл-5	2031	Биотитовый гранит	8.74	9.45	8.12	5.54	-99.2
Эл-6	2269	Биотитовый гранит	8.43	9.27	8.34	5.36	-97.3
Эл-7	2686	Биотитовый гранит	8.78	9.42	8.81	5.80	-99.6
Эл-8	2961	Биотитовый гранит	8.41	10.10	8.97	5.75	-99.8
Эл-9	3117	Биотитовый гранит	8.28	9.66	8.44	5.52	
Эл-10	3250	Биотитовый гранит	8.38	9.48	8.22	5.08	-102.5
Эл-12	3632	Биотитовый гранит	7.85	9.46	7.97	4.76	-95.6
Эл-13	3747	Биотитовый гранит	8.17	9.78	8.08	4.79	-99.0
Среднее			8.50	9.55	8.40	5.45	-99.5
Стандартное отклонение			0.33	0.22	0.33	0.40	2.3
Эл-14	3923	Двуслюдяной гранит	8.74	9.71	8.16	5.01	-96.5
Эл-15	2690	Дайка лейкогранитов	10.02	10.84	9.01		
Эл-16	3020	Дайка лейкогранитов	9.96	9.98	9.04		
Эл-17	3320	Дайка лейкогранитов	9.31	10.15	8.73	5.54	

Таблица 2. Температуры закрытия кварца и биотита и изотопные характеристики флюида, равновесного с минералами биотитовых гранитов Эльджуртинского массива

Номер образца	Глубина, м	T_c кварца	T_c биотита	Изотопные параметры водного компонента флюида при T_c кварца		Изотопные параметры водного компонента флюида при 820°C		Изотопные параметры водного компонента флюида при T_c биотита	
				$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	δD
Эл-1	1427	572	431	7.7	-65	8.8	-77	8.1	-51
Эл-2	1689	900	300	9.3	-84	8.5	-82	6.5	-32
Эл-3	1829	984	345	9.6		8.6		5.8	
Эл-4	1938	779	291	9.1	-77	8.3	-79	6.1	-27
Эл-5	2031	806	353	9.1	-77	8.4	-78	7.0	-39
Эл-6	2269	744	310	8.6	-73	8.2	-76	6.3	-29
Эл-7	2686	890	305	9.3	-80	8.6	-78	6.7	-30
Эл-8	2961	444	287	6.8	-53	8.6	-78	6.3	-26
Эл-9	3117	521	315	7.4		8.4		5.5	
Эл-10	3250	603	295	8.0	-70	7.9	-81	5.8	-30
Эл-12	3632	443	291	6.2	-49	7.6	-74	5.4	-22
Эл-13	3747	441	284	6.5	-52	7.6	-77	5.3	-24

Примечание. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD приведены в шкале VSMOW, ‰.

выше паспортного значения (-65.7‰, Gonfiantini, 1984; Nut, 1987). Как было показано (Qi et al., 2017), паспортное значение величины δD для стандарта NBS-30, установленное офлайн-методами, требует корректировки на указанную величину при измерении в режиме онлайн методами TC/EA-CF-IRMS. Общая точность определения величины δD оценивалась нами путем многократного анализа внутреннего стандарта (мусковит месторождения Черная Салма) и составила $\pm 2.2\%$.

Выделение единичных зерен разного размера из образца гранитной породы

Изучение динамики остывания гранитов Эльджуртинского массива проведено для пяти образцов (Эл-3, Эл-4, Эл-7, Эл-10, Эл-12), из которых были отобраны ненарушенные зерна кварца разного размера (от 1 до 8 мм, рис. 3). В этих образцах была определена позиция кварца в породе и проведено катодолюминесцентное изучение ростовых особенностей и вида возможной зональности кварца.

В каждом из указанных образцов кроме обычного изотопного анализа кислорода всех порообразующих минералов, выделенных из дробленого

Таблица 3. Изотопный состав кислорода и температуры закрытия единичных зерен кварца

Номер образца	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW), ‰	Радиус зерна	T_c кварца
Эл-3а	10.19	1	540
Эл-3в	10.12	1.5	565
Эл-3б-1	10.02	2.5	600
Эл-3б-2	9.90	3.5	660
Эл-4а	9.93	0.75	600
Эл-4б	9.56	2.5	800
Эл-7а	9.68	2	710
Эл-7б	9.90	0.5	610
Эл-10а	10.31	0.5	390
Эл-10б	10.02	2.5	445
Эл-12а	9.67	2.5	400
Эл-12б	9.92	0.55	360



Рис. 3. Микрофотографии кристаллов кварца, выделенных из образцов Эл-3 и Эл-7.

образца, проведено определение значений $\delta^{18}\text{O}$ в отдельных зернах кварца, выделенных из небольших ($\approx 5 \text{ см}^3$) фрагментов породы. Для этого выбранные фрагменты подвергали искусственному выветриванию с использованием шоковых перепадов температуры. Образец резко нагревали с помощью газовоздушной горелки ($\approx 900^\circ\text{C}$) в течение 20–30 с и резко охлаждали жидким азотом (-190°C). Как правило, разрушение пластинки породы толщиной около 1 см происходило после 5–6 циклов нагрева–охлаждения. Из разрушенного образца отбирали отдельные кристаллы, форму и размеры которых фиксировали под биноклем (рис. 3), после чего проводили в них изотопный анализ кислорода. В некоторых зернах наблюдалась трещиноватость, возникшая за счет шоковых перепадов температуры, однако, согласно проведенным проверкам, это не влияло на получаемые изотопные данные.

Расчет температуры закрытия изотопной системы кислорода в кварце и скоростей остывания породы

Температуру закрытия (T_c) кварца для каждого зерна рассчитывали по уравнению, которое учитывает пропорции главных минералов (полевых шпатов и биотита) в породе (Дубинина и др., 2023) и предполагает, что изотопная система кислорода кварца закрывалась первой среди породообразующих минералов:

$$T_q (^\circ\text{C}) = \sqrt{\frac{A_{q-p} \cdot 10^6 \cdot \left(X_p + X_b \cdot \left(1 + \frac{A_{p-b}}{A_{q-p}} \right) \right)}{(\delta_q - \delta_R)}} - 273, \quad (2)$$

где q – кварц, b – биотит, p – полевые шпаты (плагиоклаз + калиевый полевой шпат); X_b , X_p – доля кислорода породы, приходящаяся на каждый из минералов; A_{p-b} и A_{q-p} – коэффициенты в соответствующих термометрических уравнениях (использована система согласованных термометрических уравнений (Chasko et al., 2001)); изотопный состав кислорода кварца – δ_q , всей породы – δ_R .

Поскольку в лейкократовых гранитах Эльджуртинского массива плагиоклаз представлен кислыми разностями, его объединение в данном уравнении с калиевым полевым шпатом вполне допустимо из-за близости диффузионных характеристик и величин коэффициентов изотопного фракционирования кислорода в кислом плагиоклазе и КПШ. При расчете T_c использовали данные о минеральном составе пород из Supplementary 1, ESM_1. Полученные T_c оценки аналогичны таковым, определенным по методу (Farquhar et al., 1993).

При расчетах скоростей остывания по уравнению Додсона (Dodson, 1973) использовались параметры, полученные в гидротермальных условиях при диффузии в кварце параллельно оси С (Dennis, 1984), для “сухих” условий расчет проведен по параметрам, полученным при обмене в системе кварц– CO_2 (Sharp et al., 1991). Расчеты проведены по уравнению (1) методом последовательных итераций, выход на постоянное значение T_c происходил на 3–4-м цикле расчета.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геохимические черты эльджуртинских гранитов

Данные по элементному составу, представленные в см. Supplementary 1, ESM_2 и на классификационных диаграммах (рис. 4–6), показывают, что все граниты Эльджуртинского массива являются умеренно-кремнистыми: содержание SiO_2 в образцах биотитовых гранитов (Эл-1 ... Эл-13) изменяется от 71 до 73 мас. %, в образцах из даек лейкогранитов (Эл-15 ... Эл-17) и мусковит-биотитовом граните (Эл-14) оно увеличивается от 75.5 до 77.8 мас. %. На диаграмме Fe– SiO_2 эльджуртинские граниты попадают в поле пород магнезиального типа (рис. 4а), за исключением мусковит-биотитового гранита (обр. Эл-14). На классификационной диаграмме MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$)– SiO_2 (Frost et al., 2001) эльджуртинские граниты попадают в поле щелочно-известковых гранитов (рис. 4б), их насыщение алюминием является умеренным (рис. 4в), а по соотношению основных породообразующих оксидов (Sylvester, 2001) они принадлежат к известково-щелочным гранитам, за исключением образцов из даек лейкогранитов и мусковит-биотитового гранита (обр. Эл-14), которые относятся к типу высокофракционированных гранитов (рис. 4г).

По распределению элементов-примесей биотитовые и двуслюдяные граниты сходны, тогда как лейкограниты из даек имеют существенные отличия (рис. 5). Граниты обоих типов обогащены Rb относительно Ba и Sr, последние образуют отрицательные аномалии на спайдер-диаграмме, особенно такая аномалия выражена для стронция. Распределение высокозарядных элементов

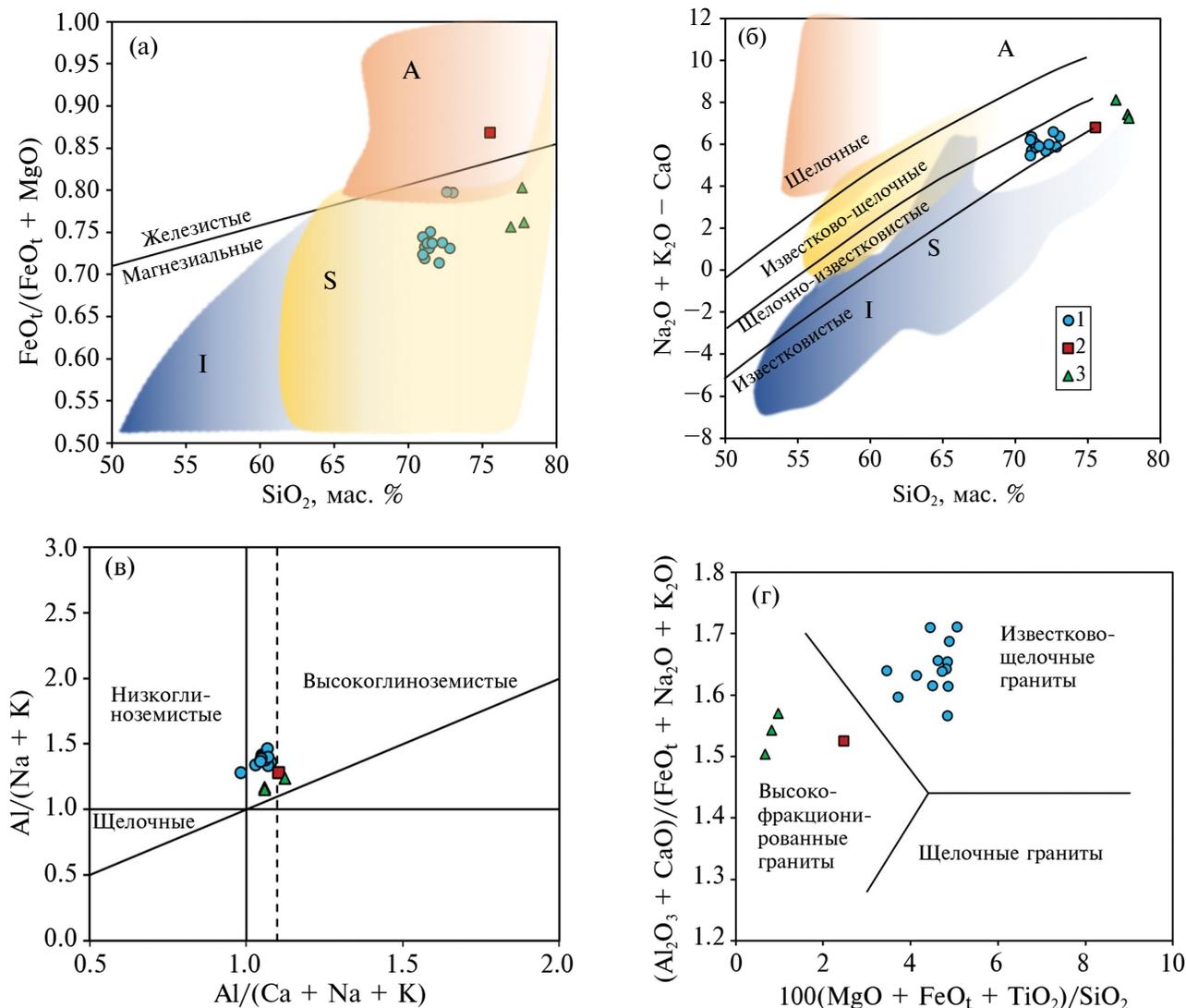


Рис. 4. Граниты Эльджуртинского массива на классификационных диаграммах (Frost et al., 2001; Sylvester, 2001). 1 – биотитовые граниты; 2 – двуслюдяные граниты; 3 – лейкограниты из даек.

характеризуется отрицательными аномалиями Nb и Ta при обогащенности пород Th и U, отсутствием аномалий в распределении Zr и Hf (рис. 5б). Концентрации HFSE низкие–умеренные, за исключением высоких содержаний Th (см. Supplementary 1, ESM_2).

Совокупность петрохимических характеристик: повышенные $\text{Mg}\# = 0.31\text{--}0.41$ ($\text{Mg}\# = (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}))$, моль) и метаглиноземистость (рис. 4в), умеренные содержания Ti и P, а также геохимические особенности: умеренно-фракционированное распределение REE (рис. 5а), повышенное содержание Rb и низкие Sr и Ba (см. Supplementary 1, ESM_2) указывают на их принадлежность к I-типу гранитов.

Дайки лейкогранитов демонстрируют геохимические особенности, типичные для

высокофракционированных гранитов с появлением флюидной составляющей: в спектре REE проявлено обогащение тяжелыми землями, появляется глубокая аномалия Eu (рис. 5а); изменяется поведение HFSE: выделяются Nb и Ta, значительно уменьшаются значения Zr/Hf (16–23 при 33–37 в биотитовых гранитах) (рис. 5; см. Supplementary 1, ESM_2).

На диаграмме Пирса (рис. 6а) эльджуртинские граниты попадают в область постколлизии гранитоидов. Граниты I-типа характерны для ранних стадий постколлизии этапа развития орогенов (например, Bonin, 2007).

На диаграмме Nb/Ta–Zr/Hf (Ballouard et al., 2016), дифференцирующей рудную специфику редкометалльных гранитов (рис. 6б), эльджуртинские биотитовые граниты, как и подстилающие их

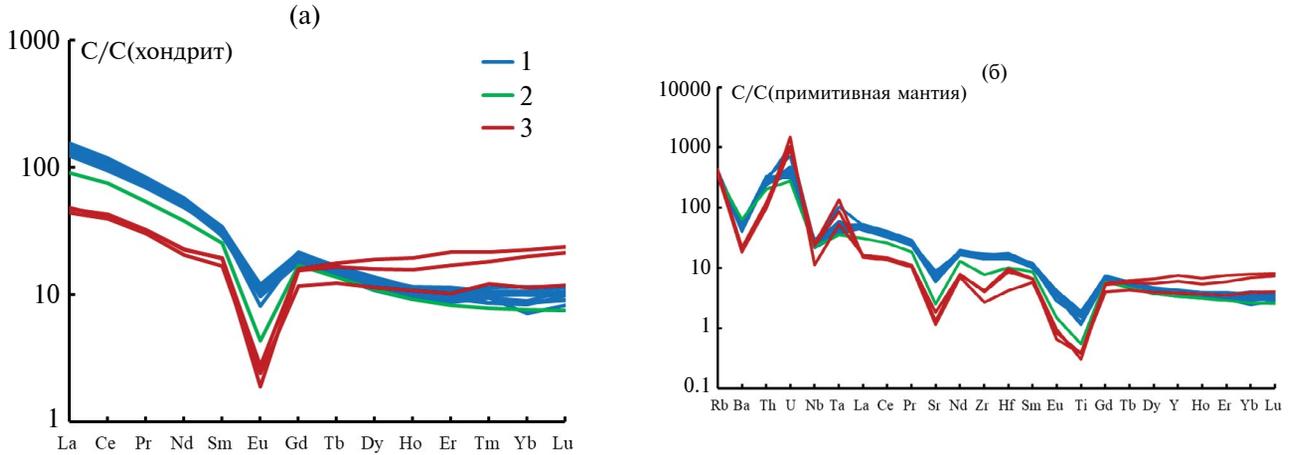


Рис. 5. Распределение REE (а) и микроэлементов (б) в породах Эльджуртинского массива: 1 – биотитовые граниты, 2 – двуслюдяные граниты, 3 – лейкограниты из даек. Концентрации элементов нормированы на составы хондрита (а) и примитивной мантии (б) по (McDonough, Sun, 1995).

двуслюдяные граниты, уверенно попадают в поле безрудных пород, что согласуется с отсутствием их генетической связи с месторождением Тырнауз. Тем не менее на этой же диаграмме составы даек лейкогранитов попадают в поле, характерное для пород, несущих редкометальное оруденение.

Вариации геохимических характеристик эльджуртинских гранитов в вертикальном разрезе

Общий геохимический облик эльджуртинских гранитов остается однотипным во всем 4-км разрезе (рис. 5), однако рассмотрение вертикальных профилей распределения концентраций микроэлементов показывает их небольшие, но

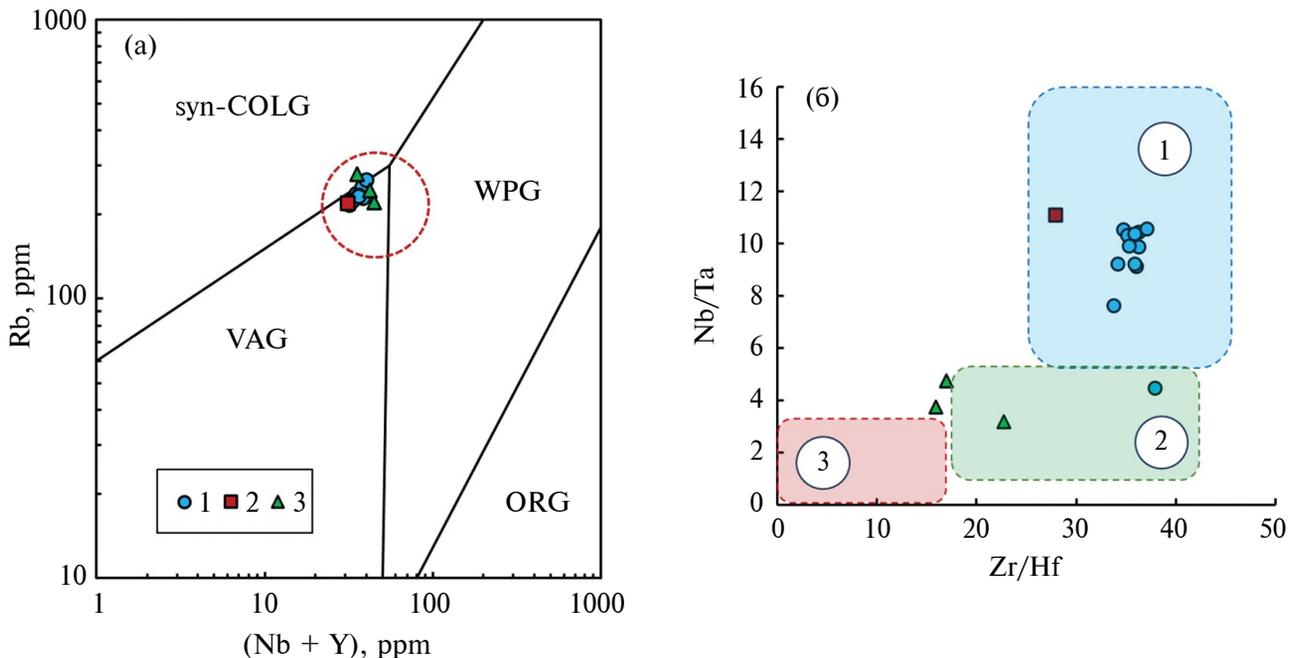


Рис. 6. Граниты Эльджуртинского массива на диаграммах: Rb–(Nb + Y) (а) и Nb/Ta–Zr/Hf (б) (Ballouard et al., 2016).

1 – биотитовые граниты, 2 – двуслюдяные граниты, 3 – лейкограниты из даек. WPG – внутриплитные граниты; syn-COLG – синколлизионные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; ORG – орогенные граниты; post-GOLG – постколлизионные гранитоиды (Pearce, 1996). Обозначения полей на рис. (б): 1 – безрудные граниты, 2 – граниты с Sn-W-U минерализацией, 3 – редкометальные граниты.

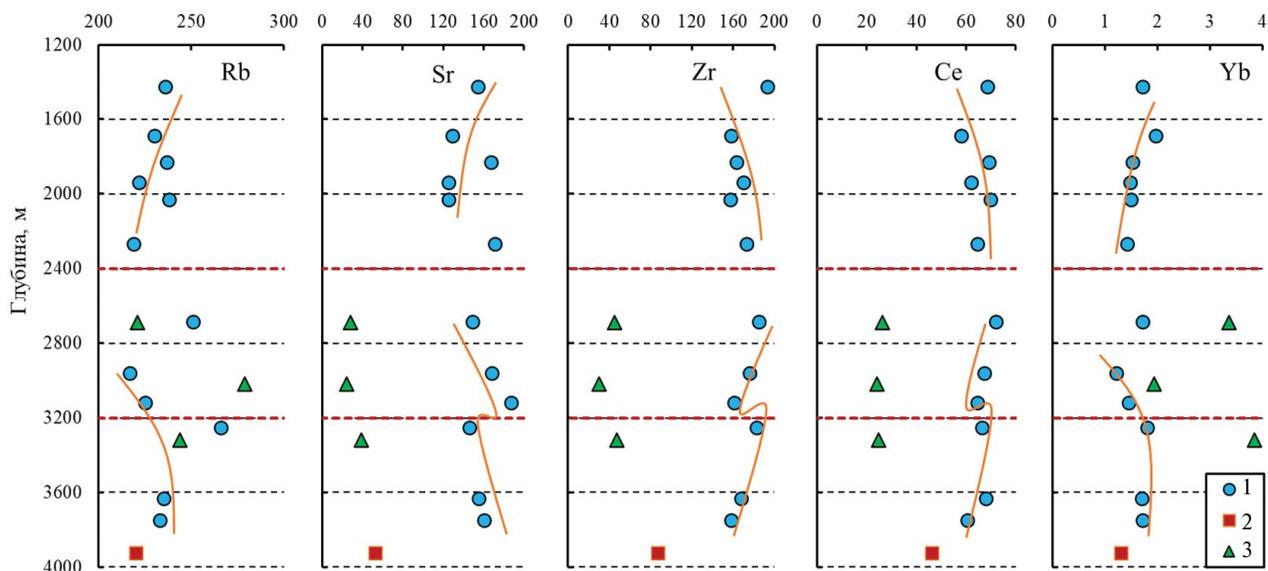


Рис. 7. Распределение микроэлементов гранитов в вертикальном разрезе Эльджуртинского массива по скважине ТГС.

1 – биотитовые граниты, 2 – двуслюдяные граниты, 3 – лейкограниты из даек. Положение образцов в вертикальном разрезе соответствует схеме, приведенной на рис. 2. Кривые линии – тенденции изменения концентраций, красными пунктирными линиями ограничена зона изломов и скачков концентраций.

закономерные вариации. На рис. 7 можно видеть, что по характеру распределения микроэлементов всех геохимических групп (LILE – Rb, Sr; HFSE – Zr; REE – Ce, Yb) разрез биотитовых гранитов может быть разделен на два интервала, которые в

общем совпадают с петрографическим делением разреза (рис. 2): 1) от 1200 до 2400 м, 2) от 2400 до 3800 м.

В интервале 1 с глубиной происходит монотонное или почти монотонное падение концентраций Rb и Yb, возрастание Zr и Ce, концентрация Sr не меняется. В интервале 2 тренд изменяется на противоположный: концентрации Rb, Sr и Yb возрастают, концентрации Zr и Ce снижаются, причем в диапазоне 2400–3200 м наблюдаются скачки концентрации Rb вблизи даек лейкогранитов, а также изломы трендов концентраций.

Изотопный состав кислорода породообразующих минералов и валовых проб пород

Величина $\delta^{18}\text{O}$ отдельных минералов эльджуртинских гранитов варьирует в незначительных пределах: $\delta^{18}\text{O}(Qz)$ от 9.3 до 10.1‰, $\delta^{18}\text{O}(Kfs)$ от 8 до 9‰, $\delta^{18}\text{O}(Bt)$ от 4.8 до 6‰. В валовых пробах она также изменяется незначительно – от 7.9 до 8.9‰. Исключение составляют породы даек лейкогранитов, в которых значения $\delta^{18}\text{O}$ полевого шпата, кварца, и, как следствие, валовых проб, повышены и находятся в интервале от 9 до 10.8‰ (табл. 1). Нами получены узкие интервалы значений $\delta^{18}\text{O}$ как для отдельных минералов, так и для валовых проб.

На рис. 8 приведены значения $\delta^{18}\text{O}$ минералов и валовых проб биотитовых гранитов в зависимости от глубины положения образца. Гомогенные

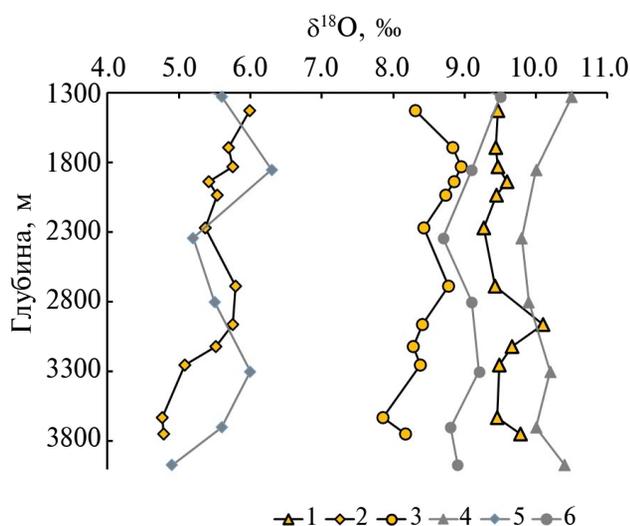


Рис. 8. Изотопный состав кислорода минералов и валовых проб гранитов Эльджуртинского массива. 1, 2, 3 – кварц, биотит и валовые пробы соответственно, определенные в настоящей работе; 4, 5, 6 – опубликованные ранее данные для кварца, биотита и валовых проб (Gaziz et al., 1995).

изотопные характеристики кислорода гранитов Эльджуртинского массива указывают на отсутствие контаминации расплавов и заметного внешнего флюидного воздействия на эти породы. Несколько более широкие вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах и породах эльджуртинских гранитов были установлены в предыдущих работах (например, Костицын, 1995; Gazis et al., 1995), что можно объяснить применением менее точных методов объемного фторирования при их анализе. Наиболее близкие к нашим данным определения (Gazis et al., 1993) показывают сходные интервалы вариации $\delta^{18}\text{O}$, но для кварца и валовых проб наблюдаются несколько более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 8).

Результаты катодолюминесцентного и петрографического изучения зерен кварца

В образцах, предназначенных для реконструкции термальной истории становления Эльджуртинского массива, по единичным зернам кварца (Эл-3, Эл-4, Эл-7, Эл-10, Эл-12) проведено петрографическое и катодолюминесцентное изучение позиции кварца в породе, его однородности и зональности. В крупных кристаллах кварца наблюдается оптическая неоднородность: волнистое и блоковое погасание, а также присутствие кристаллов-фантомов (рис. 9). По петрографической позиции в породе можно выделить следующие типы кварца:

1. Очень крупные 2.5×1.5 см зерна, как одиночные или в сростках (с 2–3 более мелкими кристаллами), с блочным и волнистым погасанием (рис. 9а), с кристаллами-фантомами (рис. 9б) и раскристаллизованными в агрегат кварца и КППШ расплавленными включениями (рис. 9в). Для них характерны вроски биотита (рис. 9б). Располагаются между крупными кристаллами полевых шпатов.

2. Крупные зерна (от 2–5 до 10×10 мм) в кластерах из последовательно сросшихся в цепочки, обычно по 5–7 зерен (рис. 9г). Располагаются между крупными кристаллами полевых шпатов.

3. Мелкие зерна (0.5–5 мм) в сростках с плагиоклазом, КППШ и биотитом, заполняющие интерстиции между более крупными кристаллами полевых шпатов и кварца (рис. 9д–9ж).

4. Мелкие вроски кварца, цементирующие блоки в крупных зернах КППШ (рис. 9з).

5. Зерна в составе тонких кварц-полевошпатовых прожилков (рис. 10б).

Катодолюминесценция магматического кварца обычно проявляется в синих и красно-коричневых цветах, что и наблюдается в изученных образцах (рис. 10). Синее свечение связано в основном с наличием примеси Ti, тогда как красно-коричневое связывают с присутствием Al (Muller et al., 2000). На рис. 10а демонстрируется ростовая зональность в зерне кварца с синим ядром и красно-коричневой краевой зоной (обр. Эл-3). Крупные зерна

кварца в обр. Эл-12 показывают более темную синюю окраску (рис. 10в), а мелкие зерна (рис. 10г) имеют фиолетовое свечение, которое отражает понижение концентрации титана (Muller et al., 2000). Учитывая, что кварц, кристаллизующийся при более высоких температурах, обычно содержит более высокие концентрации титана (например, Huang, Audétat, 2012), различия в катодолюминесценции кварца могут указывать на разные условия кристаллизации гранитов в верхней и нижней частях изученного разреза гранитов.

Изотопный состав кислорода единичных кристаллов кварца

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в зернах кварца разного размера в образцах Эл-3, Эл-4, Эл-7, Эл-10 и Эл-12 возрастают в пределах 0.2–0.4‰ при увеличении радиуса зерна от 0.5 до 2.5 мм (рис. 11). Они также возрастают при переходе от центра к краю кристалла, что видно на примере анализа фрагментов крупного кристалла обр. Эл-3, в котором величина $\delta^{18}\text{O}$ в центре (обр. Эл-3-б(ц)) имеет более низкое значение, чем на краю кристалла (обр. Эл-3-б(к)).

Значения $\delta^{18}\text{O}$, определенные для мономинеральных агрегатов кварца из тех же образцов, оказались во всех пяти случаях несколько ниже, чем значения, полученные для индивидуальных кристаллов разного размера (табл. 1 и 3). Это показывает, что ручная отборка мономинеральных фракций не обеспечивает реального усреднения изотопного состава кислорода в гетерогенных по составу минералах и не всегда корректно характеризует образец. Вероятной причиной является человеческий фактор, из-за которого в отборку попадают наиболее крупные и чистые фрагменты, которые являются, чаще всего, центральными частями крупных зерен кварца. Это обстоятельство следует иметь в виду при отборе мономинеральных фракций из дробленого образца, особенно если есть основания полагать, что минеральные зерна обладают зональностью или неравномерны по составу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Термальная история становления Эльджуртинского массива биотитовых гранитов

Температура закрытия изотопной системы кислорода в кварце (T_c) из биотитовых гранитов массива, рассчитанная с использованием величины $\delta^{18}\text{O}$, варьирует от 440 до 980°C и является более высокой в верхней части массива, чем в нижней (табл. 2). Расчет проводился по уравнению (2), которое, по сути, аналогично подходу в работе (Faquhar et al., 1993) и учитывает изотопные соотношения кислорода других минералов и минеральный состав остывающей породы. Коэффициенты термометрических уравнений, входящие в него,

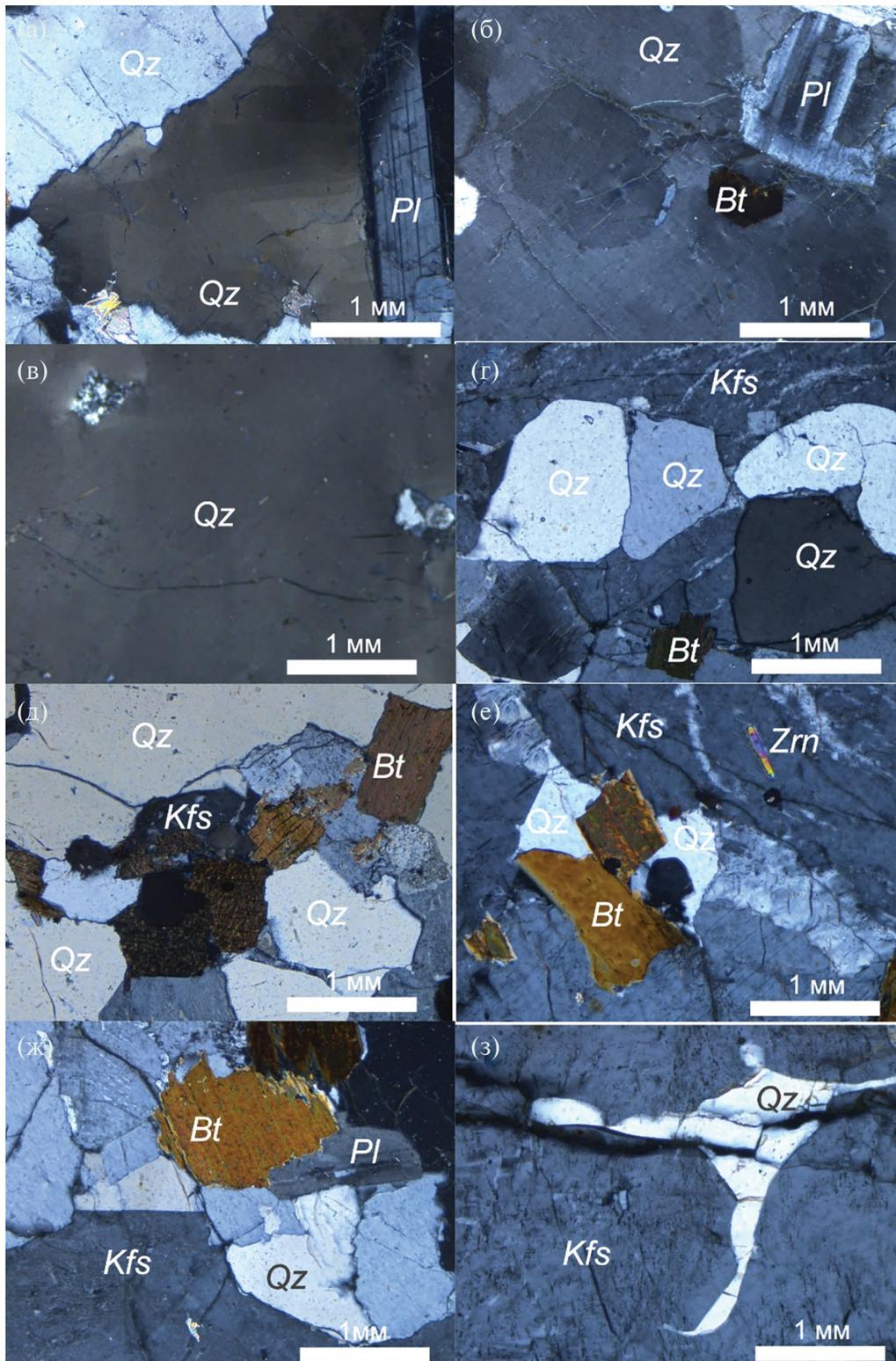


Рис. 9. Микрофотографии шлифов гранитов Эльджуртинского массива, иллюстрирующие позицию кварца. (а–в) – фрагменты очень крупных зерен: (а) – с блочным погасанием, (б) – с волнистым погасанием и включением кристалла-фантома, (в) – с раскристаллизованными расплавленными включениями (incl); (г) – кластер из нескольких зерен кварца; (д–ж) – мелкие зерна кварца в сростках с плагиоклазом, КПШ и биотитом, заполняющие интерстиции между более крупными кристаллами полевых шпатов; (з) – мелкие вростки кварца, цементирующие блоки в крупных зернах КПШ.

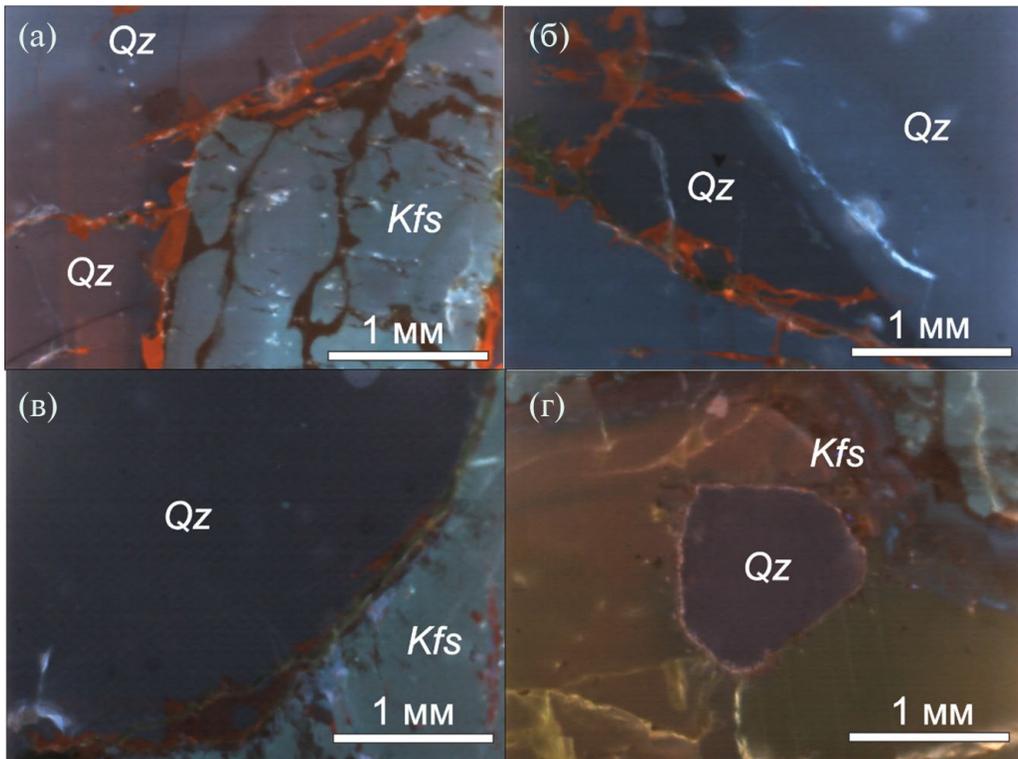


Рис. 10. Катодолуминесцентные изображения кварца в гранитах Эльджуртинского массива:

(а) – зональность в зерне кварца (слева сверху) с синим ядром и более темной красно-коричневой краевой зоной; (б) – росток более позднего кварца из кварц-полевошпатового прожилка между двумя более ранними зернами этого минерала, (а, б) – обр. Эл-3; (в) – граница между крупными зернами кварца и полевого шпата; (г) – мелкое зерно кварца среди полевого шпата, (в, г) – обр. Эл-12.

были взяты из согласованной системы (Chacko et al., 2001). Данный подход подразумевает, что изотопные системы кислорода разных минералов при остывании породы закрываются при разной температуре: вслед за кварцем закрывается изотопная система кислорода биотита (430–380°C, табл. 2), последней закрывается изотопная система кислорода щелочных полевых шпатов и плагиоклаза. Оценки T_c минералов Эльджуртинского массива, полученные ранее (Gazis et al., 1995) для кварца (630–750°C), несколько ниже, а для биотита (510–640°C) несколько выше полученных нами. Это, возможно, связано как с использованием других уравнений для расчета (Clayton, Kieffer, 1991), так и с небольшими расхождениями в значениях $\delta^{18}O$, определенных методом объемного фторирования.

Значения температуры закрытия, рассчитанные для индивидуальных зерен кварца, показывают положительную связь с их линейным размером (табл. 3, рис. 11), что полностью подтверждает правоту уравнения Додсона. На рис. 12а, 12б приведены изолинии скоростей остывания, наклону которых соответствует положение точек практически всех образцов, кроме Эл-4. Это указывает на близкое к идеальному поведение изотопной системы

кислорода в процессе ретроградного изотопного обмена кварца с окружающими минералами по механизму диффузии. Согласно уравнению Додсона (Dodson, 1973), значения T_c , определенные для зерен кварца разного размера, должны соответствовать конкретным изолиниям скоростей остывания

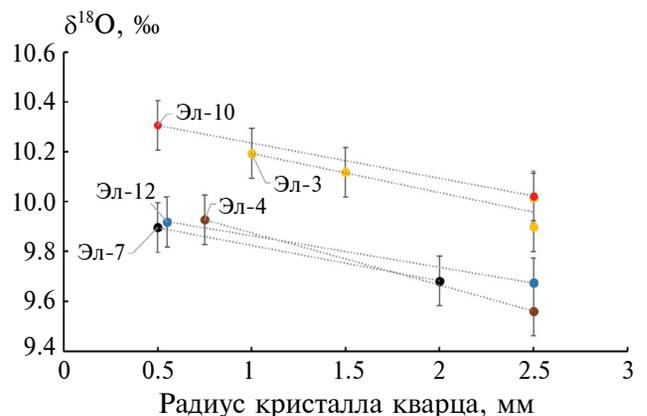


Рис. 11. Величины $\delta^{18}O$ кварца в зависимости от линейного размера минерального зерна.

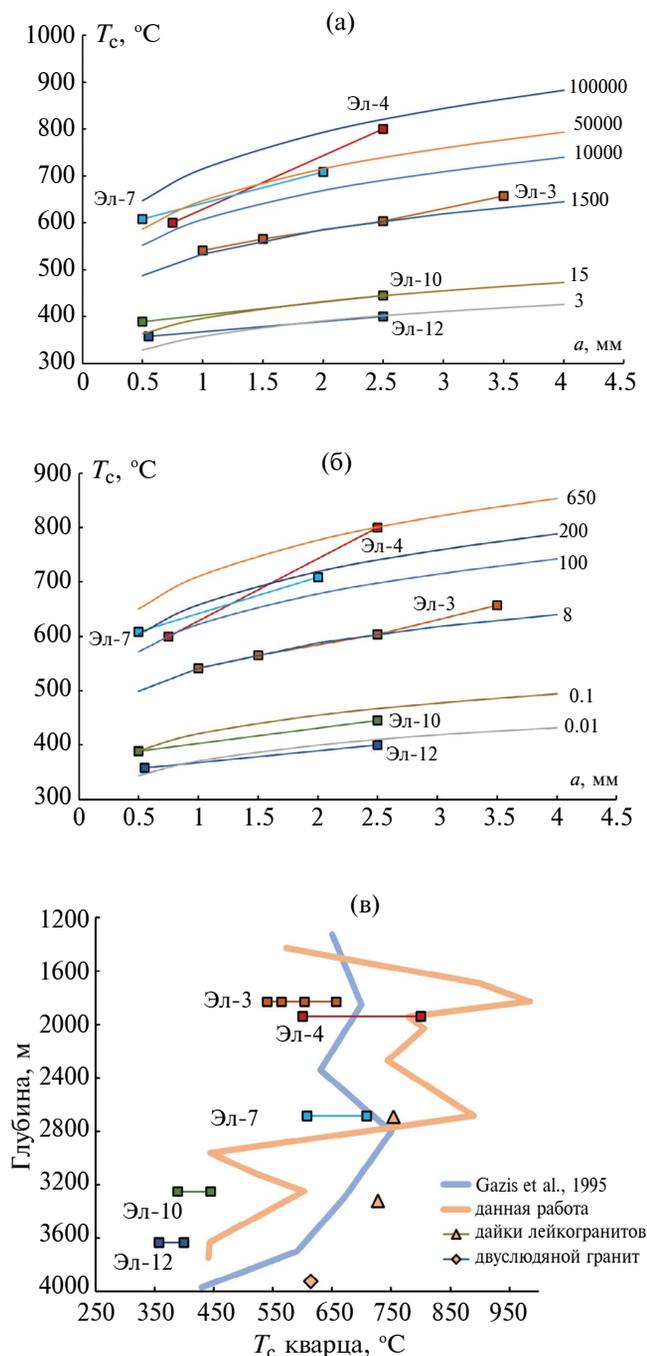


Рис. 12. Температура закрытия (T_c) кварца в зависимости от размера минерального зерна (а, б) и от положения образца в разрезе массива (в).

Расчетные кривые на рисунках (а, б) – изолинии скоростей остывания в присутствии водного флюида ($P > 1$ кбар H_2O , Dennis, 1984) и в “сухой” системе (Sharp et al., 1991) соответственно. Цифры около линий – скорость остывания (град./млн лет). Точки, соединенные линиями на всех рисунках, – результаты определения T_c кварца по единичным зернам, линии соединяют точки для одного и того же образца. На рисунке (в) сплошные ломаные линии – результаты определения T_c кварца с использованием фракций минерала, отобранных из дробленых образцов.

породы в координатах радиус зерна–температура закрытия минерала. Таким образом, для каждого образца можно оценить скорость остывания по нескольким зернам кварца, аналогично установлению возраста породы методом построения изохроны по нескольким минералам.

На рис. 12а, 12б показаны расчеты для двух крайних случаев – диффузии кислорода в кварце в гидротермальных ($D_0 = 2.09E-11$ м²/с, $E_{\text{акт}} = 138.54$ кДж/моль, Dennis, 1984) и в “сухих” условиях ($D_0 = 2.1E-12$ м²/с, $E_{\text{акт}} = 159$ кДж/моль, Sharp et al., 1991). Видно, что выбор уравнения диффузии играет определяющую роль при оценке абсолютного значения скорости остывания, и результаты могут различаться на порядки, не только если учитывать присутствие воды в системе (Kohn, 1999; Farver, 2010), но и ориентировку кристалла (Dennis, 1984, обзоры в Farver, 2010; Valley, 2001 и др.). Например, оценки скорости остывания для обр. Эл-3 могут составить как 1500, так и 8 град./млн лет, в зависимости от выбора условий диффузии и конкретного уравнения. Эти оценки являются почти идеальными: в обоих случаях три точки из четырех в обр. Эл-3 расположены на одной изолинии скоростей остывания. Остальные образцы тоже показывают значения T_c , которые в пределах образца соответствуют близким скоростям остывания. Однако абсолютные величины скорости остывания, установленные для разных образцов, различаются на порядки: от первых градусов до первых десятков тысяч градусов за млн лет при расчете по уравнению диффузии в гидротермальных условиях (Dennis, 1984) и от сотых долей градуса до первых сотен градусов за миллион лет при расчете по уравнению диффузии в “сухих” условиях (Sharp et al., 1991). Последний вариант выглядит более реалистичным, и часть полученных оценок близка к интервалу 200–500 град./млн лет, установленному по поведению изотопной системы аргона в биотите (Gazis et al., 1995). Это соответствие указывает на остывание гранитов Эльджуртинского массива в условиях низкой активности воды. Поскольку выбор уравнения диффузии кислорода в кварце (Dennis, 1984; Freer, Dennis, 1982; Farver, Yund, 1982; Sharp et al., 1991) сильно влияет на определение скорости остывания, для дальнейших исследований желательно иметь независимую оценку возможного присутствия значительного количества водного флюида в системе.

Для обр. Эл-4 наблюдается разброс значений T_c , который не компенсируется разницей в размерах минеральных зерен (рис. 12а, 12б). Возможно, что кварц в этом образце испытывал частичное открытие изотопной системы кислорода, вероятнее всего в зерне большего размера. Это наблюдение согласуется с положением обр. Эл-4 в разрезе массива – он приурочен к зоне, в которой наблюдаются

следы гидротермальных изменений (Докучаев, Нова, 1994).

Полученные T_c закономерно связаны с положением образца в вертикальном разрезе массива (рис. 12б). Более высокие T_c , как и более высокие скорости остывания, приурочены к верхней части разреза. Это вполне объяснимо, поскольку породы, находящиеся в кровле массива, остывают быстрее из-за большего градиента температуры между горячей породой и окружающей средой. Однако для Эльджуртинского массива, скорее, наблюдается разбиение оценок на две группы – для образцов из верхней и нижней частей массива. Граница между этими двумя группами пород находится на уровне 2800–3000 м, где расположена нижняя часть зоны со следами слабых гидротермальных изменений (рис. 2). Граниты верхней части массива имеют в целом более высокие скорости остывания, чем граниты из нижней части (обр. Эл-10, Эл-12). Оценки скоростей остывания для последних низкие – менее 10 град./млн лет и являются маловероятными даже при расчете по уравнению диффузии в гидротермальных условиях (Dennis, 1984). Различия в скоростях остывания верхней и нижней частей Эльджуртинского массива коррелируется с различиями в трендах изменения концентраций микроэлементов в вертикальном разрезе (рис. 7). Зона, в которой происходят изменения трендов на противоположные, располагается на глубине 2800–3200 м (рис. 7), т.е. совпадает с границей пород с разной скоростью остывания: обр. Эл-3, Эл-4 находятся в верхней части зоны, обр. Эл-10, Эл-12 – в нижней, обр. Эл-7 попадает в область перехода (излома трендов и скачков концентраций) (рис. 7, 12б).

Совокупность полученных данных приводит к выводу о двухэтапном становлении Эльджуртинского массива гранитов, при котором первой кристаллизовалась нижняя часть разреза, а вторая иньекция гранитного расплава поступила непосредственно вслед за первой, которая к данному моменту успела закристаллизоваться, но еще не успела существенно остыть. Значения T_c в нижней части массива указывают на повторное открытие изотопной системы кислорода кварца с последующим длительным изотопным переуравновешиванием между минералами. Это приводит к снижению наблюдаемой T_c и расчетных скоростей остывания породы, поскольку возрастает объем интрузивного тела, а остывание происходит в окружении уже прогретых пород. Аналогичные соотношения кажущихся скоростей остывания были установлены нами для полифазного гранитного массива Раумид, расположенного на Южном Памире (Дубинина и др., 2023). В Эльджуртинском массиве вероятная граница между фазами внедрения маркируется лишь следами флюидной деятельности без заметных закалочных соотношений, что

указывает на “горячий” контакт пород. Более четкой геологической границы на данной глубине не отмечается, что говорит о крайне малом временном перерыве между внедрениями.

Полученные оценки температуры закрытия, установленные по единичным кристаллам кварца, интересно сравнить с результатами по отборкам из дробленого образца. На рис. 10б вместе с определениями по единичным зернам показаны оценки T_c кварца, рассчитанные по данным из табл. 2, а также ранее опубликованные данные (Gazis et al., 1995). Видно, что отсутствие контроля размера минеральных зерен и анализ фрагментов кварца, отобранных из дробленой породы, приводят не только к более высоким значениям T_c , но и к более хаотичной картине распределения этой величины в вертикальном разрезе массива. Тем не менее основное наблюдение, полученное при оценке T_c по единичным зернам кварца, вновь подтверждается: верхняя часть опробованных скважиной пород характеризуется более высокими T_c , чем нижняя.

*Флюидный режим формирования
гранитов Эльджуртинского массива:
реконструкция с использованием изотопных
($\delta^{18}O$, δD) параметров биотита*

Основным минералом, несущим наиболее полную информацию о флюидном режиме гранитов, является биотит, в котором как минимум две изотопные системы ($\delta^{18}O$, δD) могут отражать воздействие водного флюида. Для реконструкции изотопных параметров флюида необходимо оценить температуру формирования биотита. Один из независимых способов – оценка по распределению Ti и Mg в минерале (Ti– X_{Mg} термометр; Henry, 2005). Согласно составу проанализированных гранитов (см. Supplementary 1, ESM_3), интервал полученных значений температуры оказался крайне узким – от 795 до 820°C (рис. 13а), причем центральные части зерен биотита, наименее затронутые процессами диффузионного перераспределения элементов, показали еще более узкий интервал температуры, близкий к 820°C (рис. 13б). Исключение составил биотит из образца мусковит-биотитового гранита (обр. Эл-14, 720°C) и обр. Эл-5, в котором он имеет отчетливые следы хлоритизации и пониженное содержание Mg. Для остальных биотитов можно принять единый верхний предел температуры формирования, равный $820 \pm 12^\circ C$ (с учетом ошибки геотермометра, Henry, 2005).

В выборе нижнего предела температуры существует неопределенность, особенно для оценки величины δD флюида. Изотопная система водорода биотита контролируется, главным образом, наличием флюидной фазы и закрывается при температуре, заведомо ниже, чем интервал температуры закрытия изотопной системы кислорода

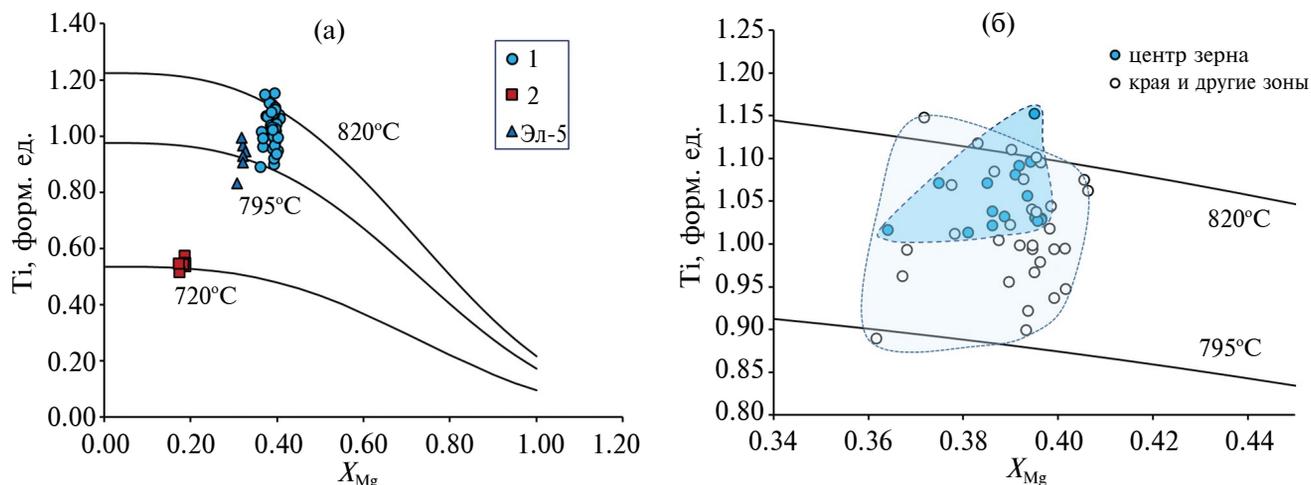


Рис. 13. Температура формирования биотита по Ti–X_{Mg} термометру (Henry, 2005).

Биотит всех образцов, кроме лейкогранитов, (а): 1 – все биотитовые граниты, 2 – двуслюдяные граниты, Эл-5 – хлоритизированный биотит из данного образца. На рисунке (б) отдельно показаны результаты анализа центральных и краевых зон зерен нехлоритизированного биотита из биотитовых гранитов.

(380–430°C), так как скорости диффузии водорода в слоистых силикатах на 2.5–4 порядка выше, чем кислорода (Farver, 2010). В результате интервал температуры, в пределах которого может фиксироваться величина δD биотита, является широким, а сама величина фиксируется в неизвестный момент прекращения изотопного обмена водорода с флюидом либо за счет остывания, либо за счет исчезновения флюида из системы.

На рис. 14 представлены варианты расчета величин $\delta^{18}O$ и δD водного компонента флюида, равновесного с биотитом. Наиболее очевидный из них – равновесие на верхнем пределе температуры формирования биотита (820°C) – и это крайняя оценка, которая показывает, что значения $\delta^{18}O$, δD водного компонента флюида соответствуют интервалу, характерному для флюида с магматогенными изотопными характеристиками (расчет для кислорода проведен по уравнениям из согласованной

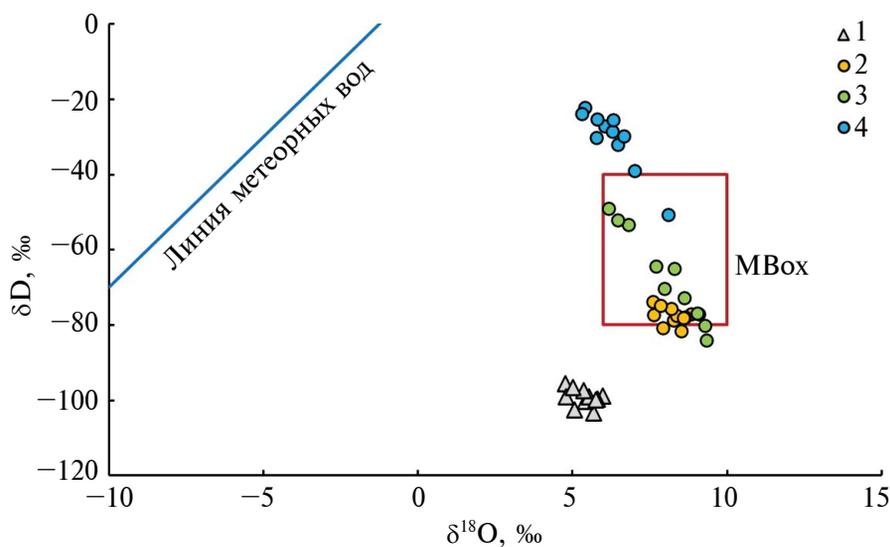


Рис. 14. Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$ и δD) биотита гранитов Эльджуртинского массива (1) и рассчитанные параметры водного компонента флюида (2–4), равновесного с биотитом при: 2 – температуре формирования биотита, согласно Ti–X_{Mg} термометру; 3 – температуре закрытия изотопной системы кислорода кварца; 4 – температуре закрытия биотита (расчет по методу Farquhar et al., 1993) (см. пояснения в тексте). МВох – “магматический” бокс.

базы Vho et al., 2019, для водорода – по уравнению Suzuoki, Epstein, 1976). При понижении температуры точки, соответствующие флюидной фазе на рис. 14, сдвигаются вверх и влево, но в основном они все равно находятся в районе “магматического” бокса. Второй вариант расчета опирается на оценки температуры закрытия изотопной системы кислорода кварца, которая фиксирует окончание обмена флюида с кварцем, третий – на оценки температуры закрытия изотопной системы кислорода биотита, т.е. на минимально возможную температуру его изотопного обмена с флюидом. Последний вариант дает маловероятные, слишком высокие значения δD флюида, что, возможно, указывает на прекращение изотопного обмена водородом еще до закрытия изотопной системы биотита. Так или иначе, расчеты показывают, что изотопные параметры флюида отвечают равновесию с магматическими породами в широком интервале температуры и не соответствуют представлениям об участии какого-либо внешнего флюида на стадии остывания эльджуртинских гранитов. Имеющиеся данные не позволяют также предполагать и

значимую гидротермальную деятельность в пределах эльджуртинского массива. Собственная флюидная фаза, по-видимому, могла приводить лишь к автотермическим изменениям, но их слабая выраженность указывает на низкую активность и этого процесса.

Формирование Эльджуртинского массива биотитовых гранитов

Все представленные результаты позволяют составить непротиворечивую схему становления массива эльджуртинских гранитов и оценить их роль в формировании месторождения Тырнауз. Форма гранитного тела (Пэк, 1962; Chernyshev, 1985; Soloviev et al., 2021) позволяет предположить, что его внедрение происходило по системе разломов, один из которых имел субгоризонтальное положение (рис. 15а). Мы не можем оценить предысторию массива до внедрения порции расплава, которая сформировала интервал 2400–3800 м разреза на глубинах в ТГС. Однако наши данные указывают на то, что вслед за внедрением первой порции расплава последовал второй этап внедрения, который

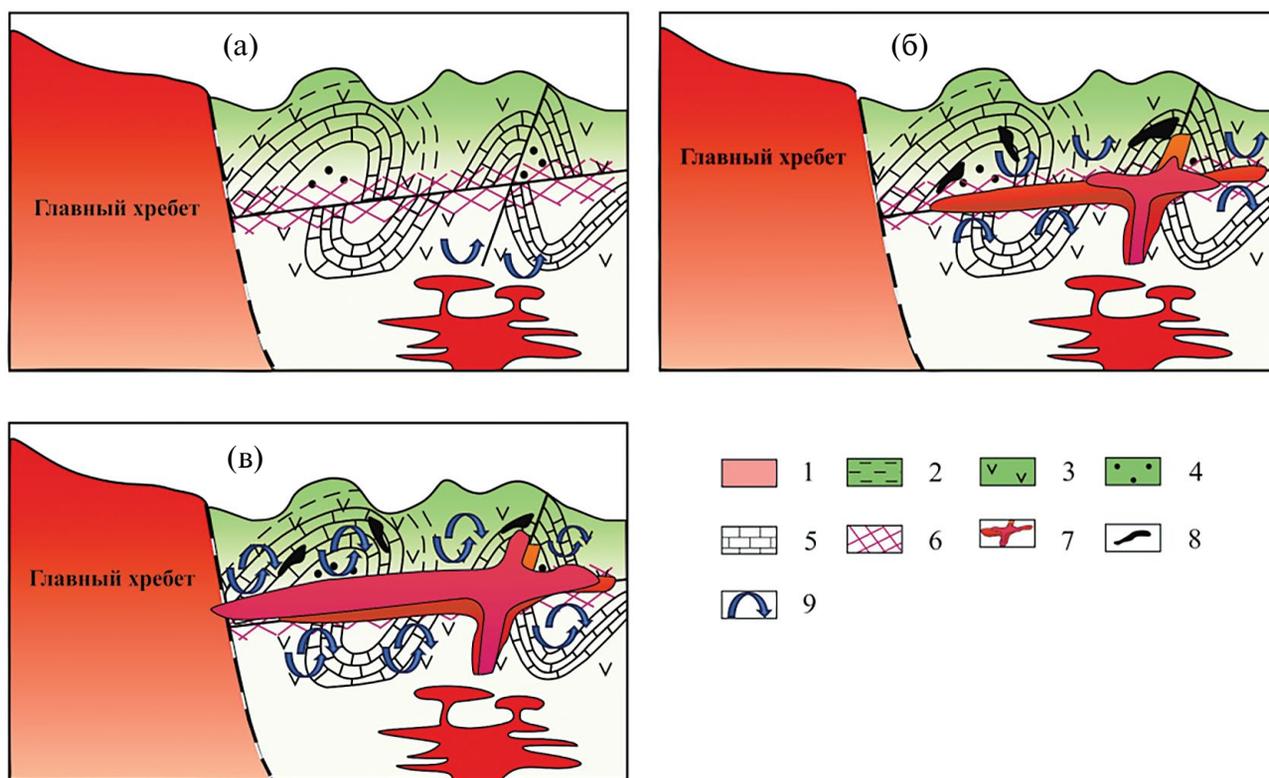


Рис. 15. Схема становления Эльджуртинского массива: (а) – этап перед внедрением расплавов биотитовых гранитов, возникновение разломов и ослабленных зон; (б) – внедрение первой порции расплавов и начало внедрения второй порции; (в) – окончание внедрения второй порции расплавов и остывание массива как единого тела. 1 – зона Главного хребта (мигматиты, гнейсы, сланцы); 2–5 – зона Передового хребта: 2 – филлиты, алевролиты, песчаники, 3 – лавы основного, среднего и кислого составов, туфы, туффиты, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, 4 – алевролиты, песчаники, конгломераты, 5 – известняки; 6 – зона трещиноватости; 7 – гранитные расплавы; 8 – скарново-рудные тела с Mo-W оруденением; 9 – зоны циркуляции флюида.

привел к дополнительному прогреву нижней части массива, “омоложению” аргонного возраста окружающих пород (Gazis et al., 1995) и искажению температуры закрытия минералов (рис. 15б).

Продолжающаяся дифференциация в глубинной камере сформировала расплав, внедрившийся на финальной стадии в виде даек лейкогранитов в ослабленную зону контакта двух фаз биотитовых гранитов. Внедрение и остывание сформировавшегося крупного гранитного тела могло привести к циркуляции флюида, находящегося в порово-трещинном пространстве окружающих осадочных пород и, возможно, вызвать ремобилизацию рудного вещества с формированием части метасоматитов месторождения Тырнауз (рис. 15б, 15в). Дальнейшее остывание массива происходило (и продолжается сейчас, судя по наблюдаемым температурам в забое скважин, например, Gazis et al., 1995) как остывание единого интрузивного тела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геохимические и изотопные ($\delta^{18}\text{O}$, δD) характеристики гранитов Эльджуртинского массива не дают прямых указаний на вещественную связь с месторождением Тырнауз, однако внедрение массива могло играть существенную роль в процессах флюидного переноса и переотложения рудного вещества в окружающих породах. Все имеющиеся вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ в минералах биотитовых гранитов Эльджуртинского массива могут быть описаны в рамках простого ретроградного обмена на стадии остывания. Результаты определения скоростей остывания пород по единичным зернам кварца позволили установить, что становление массива протекало, по меньшей мере, в два основных этапа, очень близких по времени. Рассчитанные нами абсолютные величины скоростей остывания пород более реалистичны, если использовать уравнения диффузии кислорода в кварце, полученные при низком парциальном давлении воды. Это не позволяет считать высоким флюидный потенциал гранитов Эльджуртинского массива. Полученный вывод согласуется и с поведением изотопных систем кислорода и водорода биотита, которые также не дают оснований привлекать какие-либо гипотезы об участии экзогенных флюидов на этапе остывания гранитов Эльджуртинского массива.

Не менее важным является полученное доказательство работоспособности уравнения Додсона для описания изотопных отношений кислорода зерен кварца в остывающей гранитной породе. Предложенный нами подход к определению значений T_c для единичных зерен кварца можно рассматривать как первую попытку детальной реконструкции термальной истории становления интрузивных тел, а именно, установления полифазности

внедрения расплавов, которую не всегда можно доказать непосредственными геологическими наблюдениями. Даже предварительные результаты, полученные при термометрии единичных зерен кварца, позволяют приходиться к важным выводам. Например, сам факт соответствия значений T_c для зерен кварца разного размера одной и той же скорости остывания указывает на неосложненную термальную историю породы. Разброс полученных оценок скорости остывания для одного домена породы, напротив, может указывать на нарушение монотонного остывания тела. К таким нарушениям можно отнести наложенные термальные события, в том числе — внедрение последующих порций расплава или эпизоды метаморфизма. Подход, примененный нами в настоящей работе, основан на современных методах изотопного анализа кислорода, позволяющих анализировать единичные зерна минералов. Возможные пути его усовершенствования лежат в области разработки более совершенных методов извлечения ненарушенных зерен из образца породы, а также в экспериментальном уточнении параметров уравнений диффузии кислорода в силикатных минералах.

Благодарности. Авторы глубоко признательны Н.Н. Круку, конструктивные замечания которого помогли улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН, тема FMMN-2021-0009 121041500219-4

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л.* Новейшая гранитоидная вулcano-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонного датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
- Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л.* Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового оруденения на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 2. С. 135–138.
- Докучаев А.Я., Носова А.А.* Рудная минерализация в разрезе Тырнаузской глубокой скважины (Северный Кавказ) // Геология рудн. месторождений. 1994. № 3. С. 218–229.
- Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н. и др.* Высокофракционированные граниты массива Раумид (Южный Памир): изотопное ($\delta^{18}\text{O}$) и геохимическое изучение // Петрология. 2023. Т. 31. № 4. С. 349–375.
- Журавлев Д.З., Негрей Е.В.* Синхронность формирования Эльджуртинского гранита и рудносных метасоматитов Тырнауза (Северный Кавказ) по данным Rb-Sr метода // Докл. АН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487.

- Костицын Ю.А.* Становление эльджуртинского гранита по изотопным данным (кислород и стронций) в вертикальном разрезе // *Геохимия*. 1995. № 6. С. 780–797.
- Костицын Ю.А., Кременецкий А.А.* Возраст заключительного магматического этапа эльджуртинского гранита: Rb-Sr изотопное датирование аплитов // *Геохимия*. 1995. № 7. С. 925–931.
- Курдюков А.А.* Структурно-магматические предпосылки оценки возраста редкометального оруденения Тырныауза // *Геология рудн. месторождений*. 1983. № 4. С. 49–63.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Аракелянц М.М.* Продолжительность молодого (плиоценового) интрузивного магматизма в Тырныаузском рудном поле, Северный Кавказ: новые K-Ar и Rb-Sr данные // *Докл. АН*. 2004. Т. 396. № 2. С. 244–248.
- Ляхович В.В.* Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
- Ляхович В.В., Гурбанов А.Г.* Геохимия и условия становления Эльджуртинского массива (Северный Кавказ) // *Геохимия*. 1992. № 6. С. 800–812.
- Пэк А.В.* Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
- Соболев Р.Н., Кононов О.В.* Новые данные об этапах формирования гранитов массива Эльджурты // *Докл. АН*. 1993. Т. 330. № 3. С. 360–362.
- Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В. и др.* Изотопный U-Pb возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород Mo-W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия) и некоторые аспекты его генезиса // *Геология рудн. месторождений*. 2021. Т. 63. № 5. С. 427–450.
- Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М. и др.* Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др.* Плиоценовые игнимбриты Приэльбрусья и их место в истории неоген-четвертичного вулканизма Большого Кавказа // *Докл. АН*. 2011. Т. 436. № 2. С. 247–252.
- Ballouard C., Poujol M., Boulvais P. et al.* Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition // *Geology*. 2016. V. 44. Is. 3. P. 231–234.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of concept, problems and prospects // *Lithos*. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Chacko T., Cole D. R., Horita J.* Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 1–81.
- Chernyshev V.F.* Geological-structural conditions of formation of Scheelitebearing skarns, Moscow: Nauka Publishing, 1985. 280 p. (in Russian)
- Clayton R.N., Kieffer S.W.* Oxygen isotopic thermometer calibrations // *Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein*. Eds. H.P. Taylor, J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. *Geochem. Soc. Spec. Publ.* 1991. V. 3. P. 3–10.
- Dennis P.F.* Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89. P. 4047–4057.
- Dodson M.H.* Theory of cooling ages // *Lectures in Isotope Geology*. Eds. E. Jager, J.C. Hunziker. Berlin: Springer, 1979. P. 194–202.
- Dodson M.I.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
- Eiler J.M., Valley J.W., Baumgartner L.P.* A new look at stable isotope thermometry // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 2571–2583.
- Farquhar J., Chacko T., Frost B.R.* Strategies for high-temperature oxygen isotope thermometry: a worked example from the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming, USA // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 407–422.
- Farver J.R.* Oxygen and hydrogen diffusion in minerals // *Earth, Environment, and Society Faculty Publ.* 2. 2010. V. 2. https://scholarworks.bgsu.edu/sees_pub/2
- Farver J.R., Yund R.A.* Oxygen diffusion in quartz: Dependence on temperature and water fugacity // *Chem. Geol.* 1991. V. 90. P. 55–70.
- Freer R., Dennis P.F.* Oxygen diffusion studies. I. A preliminary ion microprobe investigation of oxygen diffusion in some rock-forming minerals // *Mineral. Mag.* 1982. V. 45. P. 179–192.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification of granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Ganguly J., Tirone M.* Diffusion closure temperature and age of a mineral with arbitrary extent of diffusion: Theoretical formulation and applications // *Earth Planet Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 131–140.
- Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbatov A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt granite: Cooling of two late Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. № 3–4. P. 377–391.
- Gehre M., Strauch G.* High-temperature elemental analysis and pyrolysis techniques for stable isotope analysis // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2003. V. 17. Is. 13. P. 1497–1503.
- Gonfiantini R.* Advisory Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and

Hydrological Investigations, Vienna, 19–21 September 1983. Rep. to Dir. Gen., Int. At. Energy Agency, 1984, Vienna, 77 p.

Grün R., Tani A., Gurbanov A. et al. A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: a case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 17.531–17.549.

Henry D.J., Guidittic C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Amer. Mineral.* 2005. V. 90. P. 316–328.

Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. № 3–4. P. 393–406.

Huang R., Audétat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: a critical examination and re-calibration // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 84. P. 75–89.

Hut G. Consultants' Group Meeting on Stable Isotope Reference Samples for Geochemical and Hydrological Investigations. Vienna, 16–18 September 1985. Rep. Dir. Gen., Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 1987. 42 p.

Jenkin G.R.T., Farrow C.M., Fallic A.E., Higgins D. Oxygen isotope exchange and closure temperatures in cooling rocks // *J. Metamorph. Petrol.* 1994. V. 12. P. 221–215.

Kohn M.J. Why most “dry” rocks should cool “wet” // *Amer. Mineral.* 1999. V. 84. P. 570–580.

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

Muller A., Seltmann R., Behr H.-J. Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite – case study from the Schellerhau Granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany // *Mineralium Deposita.* 2000. V. 35. P. 169–189.

Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes.* 1996. V. 19. P. 120–125.

Qi H., Coplen T., Gehre M. et al. New biotite and muscovite isotopic reference materials, USGS-57 and USGS-58, for $\delta^2\text{H}$ measurements – A replacement for NBS-30 // *Chemical Geol.* 2017. V. 467. doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.07.027

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios in silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 1353–1357.

Sharp Z.D., Giletti B.J., Yoder H.S. Oxygen diffusion rates in quartz exchanged with CO_2 // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. P. 339–348.

Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. et al. The superlarge Tyrnyauz skarn W(-Mo) and stockwork Mo(-W) to Au(-Mo, W, Bi, Te) deposit in the Northern Caucasus, Russia: Geology, geochemistry, mineralization, and fluid inclusion characteristics // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 138. P. 1–28.

Spicuzza M.J., Valley J.W., Kohn M.J. et al. The rapid heating, defocused beam technique: a CO_2 -laser-based method for highly precise and accurate determination of $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz // *Chemical Geol.* 1998. V. 144. P. 195–203.

Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 1229–1240.

Sylvester P.J. Post-collisional alkaline granites // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 261–280.

TC/EA Operating Manual. Thermo Scientific. 2001. Is. 11.

Valley J.W. Stable isotope thermometry at high temperatures // *Stable Isotope Geochem. Rev. Mineral. Geochem.* 2001. V. 43. P. 365–414.

Vho A., Lanari P., Rubatto D. An internally-consistent database for oxygen isotope fractionation between minerals // *J. Petrol.* 2019. V. 60. №. 11. P. 2101–2130.

Thermal History and Fluid Regime During the formation of Eldjurtja Massif of Biotite Granites (Greater Caucasus): Reconstructions Based on Isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD) and Geochemical Data

E. O. Dubinina¹, A. S. Avdeenko¹, A. A. Nosova¹, Yu. N. Chizhova¹,
S. E. Borisovskii¹, O. M. Zhilicheva¹, A. Ya. Dokuchaev¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Based on the geochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD) data the thermal and fluid conditions during the formation of the Eldjurtja granite massif were reconstructed. Analysis of rocks collected from the core of the Tyrnyauz Superdeep Well (TSW) within the depth range of 1427–3923 m revealed their homogeneous isotopic parameters: the $\delta^{18}\text{O}$ values of bulk samples, quartz, feldspars, and biotite in 12 samples of biotite granites are 8.50 ± 0.33 , 9.55 ± 0.22 , 8.40 ± 0.33 and $5.45 \pm 0.40\%$, respectively. The δD values in the biotite vary from -103.3 to -95.6% . The closure temperatures of the oxygen isotope system of quartz are 440 – 980°C . The rock cooling history was reconstructed using a new approach based on the analysis of single quartz grains. This approach can be used for detailed reconstructions of thermal history during formation of intrusive bodies. The definite samples were used to demonstrate that Dodson's equation is valid for description of the $\delta^{18}\text{O}$ values of quartz in a granite system. The data obtained suggest that the studied part of the massif was formed in at least two almost simultaneous stages. The lower part of the massif was crystallized first, and the second injection of granite melt arrived immediately after the first portion has been crystallized, but had no yet had time to cool significantly. The T_c values in the lower part of the massif indicate the reopening of the oxygen isotope system of quartz, with subsequent long-term isotope re-equilibration between minerals. This leads to decrease of the observed T_c values and the calculated cooling rates, which is related to increasing volume of the intrusive body and cooling within already heated rocks. Estimates of the isotopic parameters of the water component indicate the absence of exotic water fluid (meteoric or buried waters) during cooling of the massif. The variations of the $\delta^{18}\text{O}$ values in the minerals of the Eldjurtja biotite granites can be described only in terms of a simple retrograde exchange at the cooling stage

Keywords: Eldjurtja massif, $\delta^{18}\text{O}$, δD , isotope thermometry, cooling rate, Dodson equation, retrograde isotope exchange, biotite granites, diffusion, fluid activity

УДК 552.11: 549.02

ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ЛАВЫ КЕЛЬСКОГО НАГОРЬЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ): ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ¹

© 2024 г. Е. Н. Кайгородова^{а, *}, В. А. Лебедев^а, П. М. Карташов^а,
Е. В. Ковальчук^а, А. В. Чугаев^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: katmsu@mail.ru

Поступила в редакцию 16.11.2023 г.

После доработки 14.01.2024 г.

Принята к публикации 25.01.2024 г.

Проведены комплексные петролого-геохимические и минералогические исследования осумилитсодержащих андезит-дацитовых лав вулкана Кордиеритовый (Кельское нагорье, Большой Кавказ), изверженных в конце плейстоцена (около 200 тыс. лет назад). Результаты петрографического изучения шлифов и микронзондового анализа показали, что в породах присутствуют три парагенетические ассоциации минералов: (1) “ксеногенная” (метаморфогенная) – гранат ($X_{Prp} = 0.42$, $X_{Alm} = 0.51–0.53$, $X_{Grs} = 0.04–0.05$) + герцинит + сапфир + бронзит + паргасит + ильменит; (2) раннемагматическая – гиперстен + герцинит + гранат ($X_{Prp} = 0.21–0.31$, $X_{Alm} = 0.52–0.71$, $X_{Grs} = 0.04–0.13$) + ферро-керсутит + ильменит; (3) позднемагматическая – гиперстен-феррогиперстен + лабрадор + гранат ($X_{Prp} = 0.04–0.14$, $X_{Alm} = 0.65–0.81$, $X_{Grs} = 0.06–0.18$) + осумилит-(Mg) + флогопит + тридимит + ильменит + апатит. Выделения осумилита-(Mg) (фенокристы, ксеноморфные агрегаты в матрице и кристаллы в миаролах), средняя формула которого для дацитов вулкана Кордиеритовый может быть записана в виде $(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$, образовались преимущественно на поздних магматических стадиях – в промежуточных камерах непосредственно перед подъемом расплава к поверхности или после его излияния. Соответственно, данный минерал в изученных лавах имеет чисто магматогенное происхождение. Термобарометрические расчеты и петрологическое моделирование показали, что глубинный магматический очаг вулкана Кордиеритовый находился на уровне 45–53 км от поверхности в районе раздела Мохо. Температура расплава на раннемагматической стадии составляла не менее 1100°C при 17–23 кбар. Кристаллизация осумилита-(Mg) в промежуточных магматических камерах (на глубинах 30–40 км) и в процессе излияния лавы происходила при 1030–870°C и давлении, поступательно снижающемся от 14–9 до 1 кбар. Предложена петрогенетическая модель, объясняющая причины формирования экзотических осумилитсодержащих лав вулкана Кордиеритовый. Ее основные положения включают: (1) обогащенный верхнемантийный источник (литосферная мантия, метасоматизированная в результате перманентного взаимодействия на уровне раздела Мохо с вышележащей нижней корой, сложенной метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями); (2) генерация в источнике “сухих” базальтовых магм; (3) кристаллизационная дифференциация в очаге (фракционирование оливина и хромшпинелидов) с образованием “сухого” перегретого андезитового расплава; (4) ограниченная по масштабам ассимиляция поднимающимися к поверхности высокодифференцированными андезитовыми расплавами материала нижней коры, непосредственно под вулканом сложенной лейкократовыми гранулитами, с одновременным фракционированием из расплава граната, ортопироксена и ильменита.

Ключевые слова: Большой Кавказ, Кельское нагорье, четвертичный магматизм, дациты, осумилит-(Mg), кольцевые силикаты, группа миларита, минеральный состав, геотермобарометрия, петрогенезис

DOI: 10.31857/S0869590324050026 EDN: ALTCCZ

ВВЕДЕНИЕ

Осумилит (кристаллохимическая формула $(K,Na)\square(Fe^{2+},Mg)_2(Al,Fe^{3+})_3(Si,Al)_{12}O_{30}$ — довольно редкий минерал-циclosиликат группы миларита (Минералы ..., 1981), впервые был описан в 1956 г. в биотитсодержащих гиперстеновых риодацитах вулкана Сакурадзима на о-ве Кюсю в Японии (Miyashiro, 1956). Он встречается в породах, образовавшихся при высокоградном метаморфизме, контактом метаморфизме, пирометаморфизме, а также в вулканиках кислого и умеренно-кислого состава. Mg-доминантная разновидность осумилита $(K,Na)\square(Mg,Fe^{2+})_2(Al,Fe^{3+})_3[(Si,Al)_{12}O_{30}]$ неоднократно была описана в научной литературе на рубеже XX–XXI веков (Armbruster, Oberhansli, 1988; Balassone et al., 2008; Seryotkin et al., 2008 и др.), но как самостоятельный минеральный вид осумилит-(Mg) был утвержден IMA только в 2011 г. на основании детального изучения типового образца из лав вулкана Беллерберг провинции Эйфель в Германии (Chukanov et al., 2013).

Осумилит метаморфического происхождения был обнаружен, в частности, в сапфирин-кварцевых гранулитах в Антарктиде (Земля Эндерби; Armbruster, Oberhansli, 1988), в гранулитах комплекса Намакваленд в Южной Африке (Nowicki et al., 1995), в мигматитовых метапелитах контактовых ореолов анортозитовых интрузий района Викиесо в Норвегии, в контактовых ореолах интрузий аналогичного состава Лабрадора (Berg, Wheeler, 1976), в архейских гранулитах в контактовой зоне Джугджурского габбро-анортозитового массива на Дальнем Востоке (Богданова и др., 1980), ультравысокотемпературных гнейсах Южного Мадагаскара (Holder et al., 2018), метаморфизованных ксенолитах из лав вулканов Беллерберг и Никенихер-Саттель в регионе Эйфель в Германии (Schreyer et al., 1983; Armbruster, Oberhansli, 1988). По данным (Ballasone et al., 2008), контактово-метасоматический осумилит обнаружен также на Апеннинском полуострове в ксенолитах из трахитов вулкана Вико (регион Лацио) и из лав вулкана Везувий, извержение 1872 г. В горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (в районе Копейска на Южном Урале) этот минерал описан в составе пирометаморфических образований (Сокол, 1997; Seryotkin et al., 2008).

Вулканический осумилит встречен в молодых лавах префектур Кагосима и Яманаси в Японии (Miyashiro, 1956; Olsen, Bunch, 1970; Armbruster, Oberhansli, 1988), в риолитах на о-ве Сардиния (Olsen, Bunch, 1970; Armbruster, Oberhansli, 1988; Ballasone et al., 2008) и в Обсидиановых скалах в Орегоне (Armbruster, Oberhansli, 1988; Olsen, Bunch,

1970). Кроме того, осумилит магматического генезиса описан в ультракалиевых лампроитовых дайках на юге Перу (Carlier et al., 1994). В целом в настоящее время в разных частях Земли известно всего около 30 проявлений осумилита различного происхождения.

Экспериментальные данные показали, что осумилит стабилен в системе $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ при 750–1050°C и давлении до 11 кбар, низкой фугитивности кислорода и парциальном давлении воды $P_{H_2O} < 1$ кбар (Hensen, 1977; Olesch, Seifert, 1981; Seryotkin et al., 2008).

К настоящему времени разработано несколько петрогенетических моделей, с разных позиций объясняющих образование экзотических магм, в результате кристаллизации которых формировались минеральные парагенезисы с участием осумилита. В частности, в статье (Carlier et al., 1994) показано, что осумилит может формироваться непосредственно в силикатном, обогащенном MgO и Al_2O_3 расплаве, содержащем ксенолиты высокоглиноземистых гранитоидов при 900–1000°C и 1–5 кбар. Отметим, что вопросы происхождения и условия образования осумилитсодержащих вулканических пород во многом остаются открытыми.

Одно из известных проявлений магматического осумилита находится в центральной части Большого Кавказа на Кельском нагорье (Станкевич, 1974). Здесь данный минерал встречается в составе позднеплейстоценовых дацитовых лав вулкана Кордьеритовый. На основе полученных нами результатов детального петролого-минералогического и геохимического изучения данных пород в настоящей статье предлагается петрогенетическая модель, объясняющая петрогенезис и физико-химические условия формирования их материнских расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Кельское вулканическое нагорье расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта, в пределах одноименной тектонической зоны, в истоках четырех крупных рек — Белой Арагви, Ксани, Большой и Малой Лиахви (рис. 1). Оно включает ряд высокогорных лавовых плато (средние высоты в диапазоне 2000–3000 м над уровнем моря), разделенных ориентированными как в меридиональном, так и субширотном направлениях горными хребтами (Мтиулетский, Харульский, Арх и др.), сложенными мезозойскими осадочными породами фундамента. Последние представлены смятыми в складки песчаниками и глинистыми сланцами поздней юры, а также аргиллитами, песчаниками и известняками раннего мела. Суммарная мощность мезозойских осадочных толщ достигает нескольких километров. На значительной площади они перекрыты четвертичными лавовыми

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

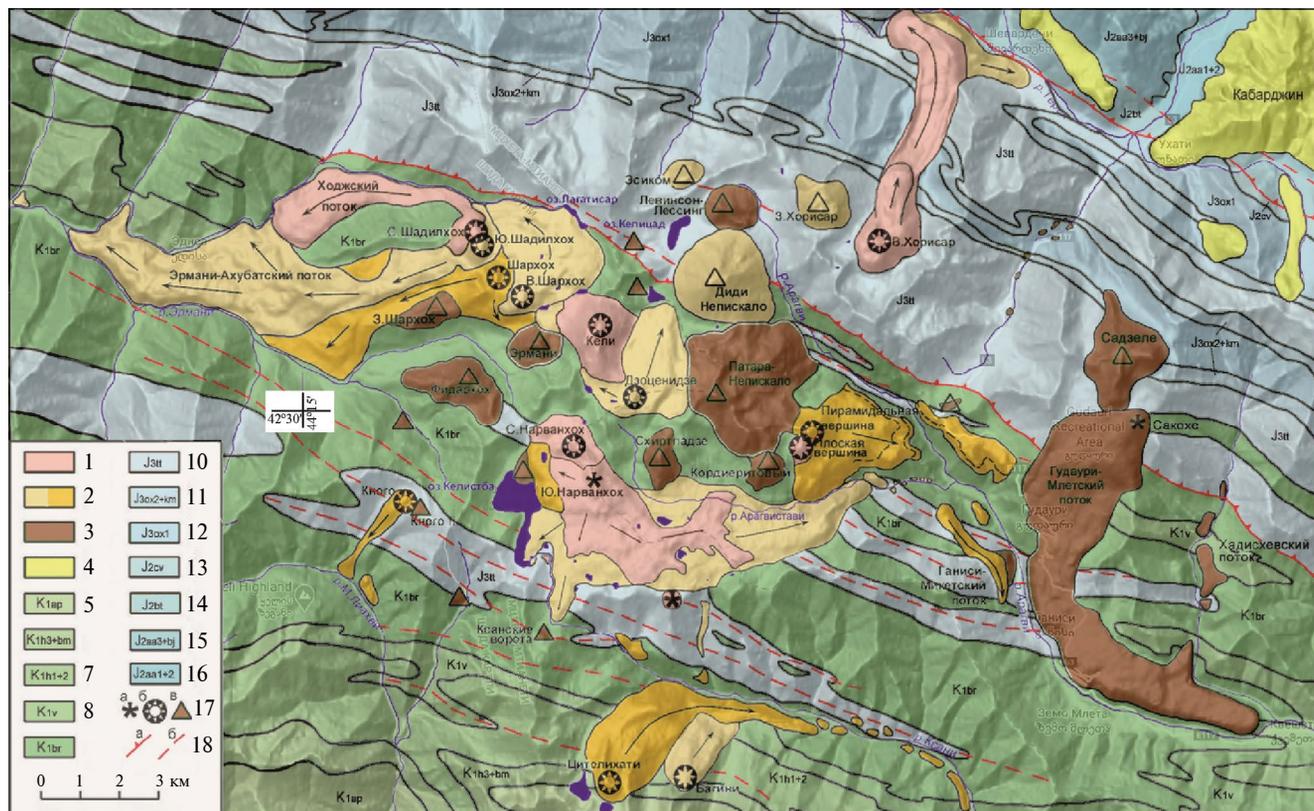


Рис. 1. Карта проявлений четвертичного вулканизма на Кельском нагорье (Большой Кавказ) по данным (Лебедев и др., 2011). Стратиграфическое расчленение пород фундамента по (Mosar et al., 2022).

1 – вулканы III (позднеоплейстоцен–голоценовой) фазы активности; 2 – вулканы II (позднеоплейстоценовой) фазы активности; 3 – вулканы I (среднеоплейстоценовой) фазы активности; 4 – четвертичные лавы вулканов Казбек и Кабарджин; 5–16 – осадочные породы фундамента (5–9 – мел, 10–16 – юра): 5 – свита Дгнали, терригенные кремнистые турбидиты; 6 – свита Пасанаури, терригенные кремнистые турбидиты; 7 – свита Бахани, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 8 – свита Эдисы, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 9 – свита Млети, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 10 – свита Ципори, известняки, известковистые турбидиты; 11 – свита Думатсхо, известняки, глинистые известняки, известковые глины; 12 – свита Казари, обломочные известковистые турбидиты; 13 – нарванская свита, обломочные известковистые турбидиты, редко кремнистые турбидиты; 14 – шеварденская свита, глинистые сланцы, редко терригенные кремнистые турбидиты, местами песчанистые известняки; 15 – бусарильская свита, глинистые сланцы, кремнистые терригенные турбидиты, песчаники; 16 – гудушаурская свита, глинистые сланцы, алевриты, терригенные кремнистые турбидиты; 17 – вулканические аппараты: а – стратовулканы и экструзивные купола; б – шлаковые конусы; в – лавовые вулканы; 18 – тектонические структуры: а – надвиги, б – оси крупных складок.

потоками, преимущественно дацитового (реже риолитового или андезитового) состава, мощность которых не превышает первых сотен метров. На плато Кельского нагорья и склонах, разделяющих их хребтов, возвышаются многочисленные вулканические постройки с относительной высотой до 600 м (обычно 200–300 м). Наиболее крупными из них являются вулканы Западный Хорисар (3736 м) и Диди-Непискало (3694 м).

Начало детальным исследованиям вулканизма Кельского нагорья было положено Н.И. Схиртладзе (1958), который описал большинство вулканов региона и выделил здесь древние (доледниковые) и молодые (постледниковые) лавы. Весомый вклад в изучение магматизма Кельского центра внесли Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский, Н.М.

Дзоценидзе. В их работах на основании геоморфологических и петрологических данных было проведено стратиграфическое расчленение эффузивов, опубликованы схематические геологические карты (Дзоценидзе, 1965; Милановский, Короновский, 1973).

Актуальные данные о геологическом строении и хронологии извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья приведены в наших последних работах (Лебедев и др., 2007, 2008, 2011 и др.). Необходимо отметить, что Кельский неовулканический центр (наряду с Казбекским и Эльбрусским) входит в тройку крупнейших очагов новейшего магматизма на Большом Кавказе. Его отличительной особенностью является интенсивное развитие ареального умеренно-кислого вулканизма:

на сравнительно небольшой площади (30×25 км) в течение короткого, по геологическим масштабам, промежутка времени в пределах нагорья проявляли активность свыше тридцати преимущественно моногенных вулканических аппаратов. Изотопно-геохронологические данные (Лебедев и др., 2011) позволили выделить три фазы магматической активности Кельского центра: средненеоплейстоценовую (245–170 тыс. лет назад), позднеоплейстоценовую (135–70 тыс. лет назад) и позднеоплейстоцен–голоценовую (менее 30 тыс. лет назад). Вулканический конус Кордиеритовый (42.487377 с.ш., 44.393433 в.д.) расположен в юго-восточной части Кельского нагорья на левом борту долины р. Арагвистави (правый приток р. Белая Арагви), по данным К-Аг изотопного датирования (Лебедев и др., 2004) он образовался на начальной (среднеоплейстоценовой) фазе магматической активности (180 ± 20 тыс. лет назад). Его относительная высота составляет около 150 м, а вершина имеет абсолютную отметку – 3089 м. Площадь основания конуса – 500 м². По нашим данным, это моногенный экструзивный купол, возникший в течение кратковременного импульса эндогенной активности (рис. 2). Он сложен уникальными по своему составу для Большого Кавказа породами – гранат-осумилитсодержащими ортопироксеновыми дацитами (Лебедев и др., 2011).

Лавы вулкана Кордиеритовый непосредственно перекрывают меловые аргиллиты и песчаники свиты Млети (баррем). На севере конус примыкает к крупному средненеоплейстоценовому вулкану Патара-Непискало (рис. 1, 2), на востоке глубоким оврагом отделен от позднеплейстоценового экструзивного купола Плоская Вершина.

Впервые вулканические породы конуса Кордиеритовый были описаны Ф.Ю. Левинсоном–Лессингом (1913) как лавы вулкана Патара-Непискало. Им сделано предположение о моногенном характере активности этого вулкана, выделено несколько петрографических разновидностей слагающих его

вулканитов, в числе которых описаны “андезитовые” лавы, содержащие таблитчатые кристаллы своеобразного синего минерала, диагностированного им как кордиерит, а также корродированные зерна граната, окруженные полевошпатовой каймой. Н.И. Схиртладзе (1958) в своей работе по молодому магматизму Грузии впервые описал конус Кордиеритовый в качестве самостоятельного вулканического аппарата (третья вершина массива Патара-Непискало). Слагающие его породы он назвал “кордиеритовыми андезитами” (присутствие граната им отмечено не было). Как отдельный вулкан конус Кордиеритовый был позднее изображен на схематической геологической карте Н.М. Дзодзенидзе (1965). Е.К. Станкевич (1974) впервые, на основе данных рентгенометрического анализа (на дифрактометре УРС 50 ИМ), установил, что синий минерал в породах вулкана (“гиперстеновых андезитах”) представлен осумилитом. Также он отметил присутствие в лавах зеленой шпинели, бесцветного граната и тримита. К сожалению, эта статья осталась малоизвестной, в связи с чем в более поздних научных работах (например, Тутберидзе, 2004 и др.) породы рассматриваемого вулканического конуса часто по-прежнему именовались “кордиеритовыми андезитами”. Нашими исследованиями (Лебедев и др., 2007, 2011), по данным рентгенофлюоресцентного анализа, было показано, что лавы вулкана Кордиеритовый по своему химическому составу, вне зависимости от их окраски, в основном представлены дацитами; на основе результатов К-Аг датирования определен возраст его пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы андезит-дацитовых лав из вулкана Кордиеритовый были отобраны В.А. Лебедевым в ходе совместных полевых работ, проводившихся ИГЕМ РАН и Геологическим институтом



Рис. 2. Вид на вулкан Кордиеритовый и вулканический массив Патара-Непискало из района с. Гудаури (фото В.А. Лебедева).

Таблица. 1. Химический состав (основные породообразующие оксиды и микроэлементы) по данным методов РФА и ICP-MS и изотопные (Sr-Nd-Pb) характеристики пород вулкана Кордиеритовый

Породообразующие оксиды, мас. %				Микроэлементы, г/т					
	KE-80	KE-81A	KE-90		KE-80	KE-81A		KE-80	KE-81A
SiO ₂	64.00	66.58	62.53	Cr	73.3	61.1	Mo	0.53	0.26
TiO ₂	0.73	0.69	0.72	V	77.2	60.0	Cd	0.09	0.09
Al ₂ O ₃	16.84	15.39	18.52	Co	14.8	13.6	Sn	2.77	1.19
Fe ₂ O ₃	5.25	4.69	5.21	Ni	1.68	1.55	Sb	0.21	0.11
FeO _t	4.73	4.22	4.69	Cu	51.8	59.4	Cs	4.85	3.13
MnO	0.11	0.09	0.11	Zn	76.6	65.3	La	29.9	28.6
MgO	2.44	1.92	2.09	Rb	66	67	Ce	61.9	57.7
CaO	4.03	3.68	4.29	Sr	397	397	Pr	7.02	6.61
Na ₂ O	4.22	4.41	4.13	Zr	193	199	Nd	25.9	24.6
K ₂ O	2.09	2.34	2.05	Ba	451	597	Sm	5.08	4.58
P ₂ O ₅	0.22	0.25	0.26	U	2.21	1.04	Eu	1.34	1.26
Сумма	99.92	100.04	99.91	Th	9.52	8.15	Gd	4.19	3.29
Na ₂ O+K ₂ O	6.31	6.75	6.18	Y	17.3	12.1	Tb	0.58	0.48
Na ₂ O/K ₂ O	2.02	1.88	2.01	Nb	8.56	8.27	Dy	3.17	2.25
Mg#	0.48	0.49	0.45	Pb	20.2	18.8	Ho	0.63	0.44
al'	2.19	2.28	2.53	Be	2.26	1.91	Er	1.68	1.10
Изотопный состав				Sc	12.1	9.76	Tm	0.23	0.14
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705596	0.705553		Ti	4941	4667	Yb	1.49	0.87
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512602	0.512616		Mn	803	702	Lu	0.22	0.12
ε _{Nd}	-0.70	-0.43		Ga	22.3	20.8	Ta	0.55	0.52
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.5834	18.5969		Ge	<0.1	<0.1	W	0.99	1.01
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.6186	15.6198		As	<0.1	<0.1	Tl	0.44	0.27
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.6510	38.6674		Bi	<0.01	<0.01			

Примечание. Mg# = (MgO/40)/(Mg/40+2×Fe/160), al' = Al₂O₃/(Fe₂O₃+MgO). Полу жирным выделены концентрации микроэлементов, полученные методом ICP-MS. Погрешности измерения изотопных отношений свинца в опытах (2σ) составляют 0.03 %, стронция – 0.003%, неодима – 0.002 %.

им. А. Джанелидзе (Тбилиси, Грузия) в течение 1999–2006 гг.

Данные о химическом составе пород (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы, табл. 1) получены рентгенофлуоресцентным методом (РФА) в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” с использованием спектрометра Axios mAX (PANalytical) (аналитик А.И. Якушев). Содержания редкоземельных и рассеянных элементов в лавах (табл. 1) определены масс-спектрометрическим методом с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном

масс-спектрометре ELAN-6100 (ФГУП ИМГРЭ, аналитик И.А. Пичугин).

Изучение химического состава минералов из лав проведено на микрозондовом анализаторе JEOL JXA-8200 в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, оснащенной 5-волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре электронного пучка 1 мкм. Фотографии (COMF) образцов выполнены в режиме обратно-отраженных электронов. Условия измерения концентраций

элементов для различных минералов приведены в Supplementary², ESM_1.

Дополнительно, химический состав минералов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV (JEOL) с энерго-дисперсионным спектрометром INCA (Oxford Instruments Analytical) с программным обеспечением INCA Energy 450 (ИГЕМ РАН, аналитики Л.А. Левицкая, Л.А. Иванова). Условия измерений: ускоряющее напряжение 25 кэВ, длительность анализа 100 с, время обработки рентгеновского сигнала 6 с. Предел обнаружения: ~0.1 мас. % для легких химических элементов и 0.01 мас. % – для тяжелых. Аналитическими линиями служили: K α -линия (Mg, Si, Al, Fe, Na, K, Ca, F, Cl, S, Ti, Mn, P, Ni, V, Cr), L α -линия (Zr, Nb, Ta, REE). В качестве стандартов применялись чистые элементы, минералы и соединения известного состава: волластонит (Ca), MgO (Fe), накафит (P), FeS₂ (Fe), KBr (K) и др.

Измерение изотопного состава Sr и Nd (табл. 1) при изучении изотопно-геохимических характеристик пород проводилось методом изотопного разбавления на термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector 54 (Thermo Scientific), аналитик Ю.В. Гольцман. Правильность измерений изотопного состава Sr в изучаемых образцах контролировалась систематическими анализами стандартного образца SRM987, а изотопного состава Nd – стандартного образца La Jolla.

Изотопный состав Pb (табл. 1) изучен с помощью метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS), согласно методике, описанной в работе (Чернышев и др., 2007). Изотопные отношения Pb были измерены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Изученная коллекция лав вулкана Кордиеритовый включает четыре образца, характеризующих три основных петрографических разновидности его пород: (1) серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты, образцы KE-80 (42.481433 с.ш., 44.391204 в.д.) и KE-90 (42.497390 с.ш., 44.398420 в.д.); (2) розовые осумилитсодержащие

ортопироксеновые дациты, обр. KE-81 (42.481967 с.ш., 44.392117 в.д.); (3) серо-розовые гранат-осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты, обр. KE-81A (42.481967 с.ш., 44.392117 в.д.).

Петрографическое описание пород вулкана Кордиеритовый

Породы вулкана Кордиеритовый представлены слабопористыми (объем пор до 5 об. %) лавами с порфировой или гломеропорфировой структурой, среди которых, как указано выше, нами выделено три основных петрографических разновидности, отличающихся окраской и минеральным составом (рис. 3). Все разновидности вулканитов нередко содержат ксенолиты вмещающих осадочных образований (аргиллиты, мраморизованные известняки) размером до первых сантиметров.

Серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты содержат до 40–45 об. % вкрапленников, которые представлены плагиоклазом (до 20%), ромбическим пироксеном (20%), а также второстепенным гранатом (до 5%). Часто наблюдаются гломеропорфировые сростки кристаллов пироксена и плагиоклаза. Фенокристы плагиоклаза обычно имеют призматическую форму и слабо зональное строение; их размер колеблется от 0.5 до 2.0 мм. Нередко встречаются скопления (1.5–2.0 мм) мелкопризматических кристаллов (0.1–0.2 мм), а также сложенные ими оторочки вокруг зерен граната и акцессорной шпинели. Ортопироксен образует агрегаты из мелкопризматических кристаллов (0.2–0.7 мм); размер этих обособлений составляет 1.5–2.0 мм. Гранат в породе встречается в виде округлых гипидиоморфных выделений размером 0.6–1.2 мм, окруженных каймами из мелкопризматических кристаллов плагиоклаза, редко ортопироксена. Изотропен при скрещенных николях, при одном николе характерен высокий рельеф. Зерна трещиноватые (рис. 7б, 7г). Цвет – от практически бесцветного до светло-желтого и светло-розового.

Основная масса андезитов–дацитов имеет интерсерпальную структуру и сложена вулканическим стеклом (40% от объема породы), лейстами плагиоклаза и микрокристаллами ортопироксена (0.05–0.3 мм).

Акцессорные фазы представлены шпинелью (до 1 об. %) темно-зеленого и зеленовато-серого цвета, которая встречается в виде скоплений ксеноморфных зерен, окруженных каймой из микрокристаллов короткопризматического плагиоклаза, а также единичными зернами циркона, апатита и выделениями рудных минералов (в основном ильменит, редко пирротин), размер которых 0.2–0.3 мм. В совокупности акцессорные минералы составляют до 3% от объема породы.

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

Supplementary 1, ESM_1–ESM_12 – Химический состав породообразующих и второстепенных минералов осумилитсодержащих дацитов;

Supplementary 2, ESM_1 – Условия измерений состава осумилита, ортопироксена, граната и плагиоклаза с помощью микрозондового анализатора.

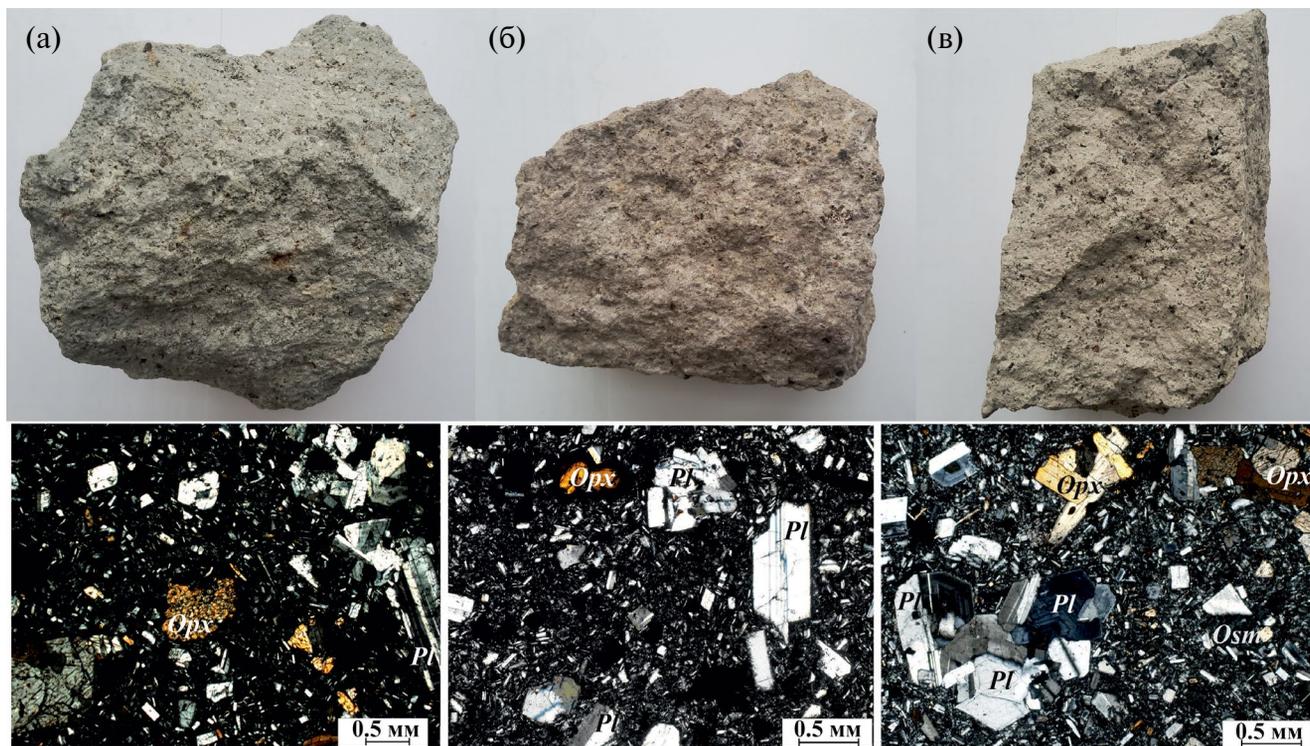


Рис. 3. Основные петрографические различия пород вулкана Кордиеритовый.

(а) серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты, (б) розовые осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты, (в) серо-розовые осумилит-гранатсодержащие ортопироксеновые дациты.

Розовые осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты содержат 35 об. % вкрапленников, которые представлены плагиоклазом (20%) и ортопироксеном (15%). Фенокристы плагиоклаза (0.5–1.0 мм) имеют призматическую форму, также встречаются гломеропорфировые сростания его мелкопризматических кристаллов (0.1–0.3 мм); размер таких обособлений до 2 мм. Ортопироксен представлен ксеноморфными оплавленными выделениями (0.2–1.6 мм) коротко- и удлиненно-призматического облика, окруженными опацистыми каймами, которые по толщине иногда превышают выделения самого минерала. Минерал обладает слабым плеохроизмом в сером (N_g) и розовато-желтом (N_p) тонах.

Основная масса имеет интерсервальную структуру, сложена вулканическим стеклом (50% от объема породы), лейстами плагиоклаза, единичными микрокристаллами ортопироксена и редкими ксеноморфными выделениями светло-синего осумилита (около 2 об. % породы) неправильной формы (0.4–0.7 мм) с рыжеватыми каймами окисления по краям.

Аксессуарные минералы представлены единичными изометричными гипидиоморфными зернами зеленой шпинели размером до 0.2 мм, а также

короткопризматическими кристаллами циркона и выделениями рудных фаз, аналогичных описанному для серых дацитов. В целом около 8 об. % розовых дацитов сложено рудным минералом (гематитом), образующим каймы вокруг ортопироксена и обломков оплавленных аргиллитов, либо полностью замещающим их.

Серо-розовые осумилит-гранатсодержащие ортопироксеновые дациты содержат около 50 об. % вкрапленников, представленных плагиоклазом (до 30%), ортопироксеном (15%), осумилитом (до 5%) и второстепенным гранатом (2%). Фенокристы плагиоклаза характеризуются зональным строением, удлиненно-призматической или таблитчатой формой; их размер колеблется от 0.1 до 2.5 мм. Вкрапленники ортопироксена (0.1–1.0 мм) имеют коротко- и удлиненно-призматический габитус. Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростания плагиоклаза и ортопироксена размером 2–3 мм. Осумилит встречается в виде фенокристов (до 3 мм) уплощенно-призматической формы темно-синего цвета, крупных (до 7 мм) кристаллов в микророльных пустотах породы, а также ксеноморфных агрегатов светло-синего цвета в матрице. Последняя форма выделения минерала является преобладающей. Данное обстоятельство свидетельствует об образовании минерала на поздних стадиях

магматического процесса. В прозрачных шлифах при одном никеле осумилит характеризуется интенсивным плеохроизмом от бесцветного до синего цвета. В выделениях этого минерала в виде вростков наблюдаются тонкопластинчатые кристаллы тридимита (~0.1 мм), иногда образующие характерные тройники. Гранат встречен в виде бесцветных трещиноватых зерен изометричной формы размером 0.8–1.1 мм. Их края корродированы и окружены каймами из короткопризматических кристаллов плагиоклаза, реже ортопироксена. В породе наблюдаются единичные зерна амфибола в опалитовой кайме размером до 2 мм.

Основная масса имеет интерсертальную структуру, в ее составе преобладает вулканическое стекло (40% от объема породы). Микролиты очень мелкие (0.1–0.3 мм), слагают до 20 об. % породы и представлены в основном лейстами плагиоклаза. Крайне редко встречаются удлиненные чешуйчатые выделения флогопита размером 0.1–0.3 мм, обычно в сростании с плагиоклазом.

Акцессорные минералы дацитов – шпинель (~1 об. %), корунд, тридимит, апатит, циркон и рудные фазы (ильменит, рутил, гематит, магнетит, пирротин – до 5% от объема породы). Шпинель образует скопления ксеноморфных зерен темно-зеленого цвета, обрастающих микрокристаллами плагиоклаза. Кроме того, она наблюдается в виде реакционных кайм серовато-розового цвета вокруг зерен ксеногенного корунда. Корунд встречается редко в виде корродированных удлиненных псевдогексагональных призматических кристаллов светло-синего цвета. Тридимит образует вростки в выделениях осумилита; тонкоигольчатые зерна апатита и короткопризматические – циркона наблюдаются крайне редко.

Номенклатура и основные геохимические характеристики пород вулкана Кордиеритовый

Породы вулкана Кордиеритовый представлены известково-щелочными андезитами-дацитами и на классификационной диаграмме TAS (Le Bas et al., 1986; рис. 4а) образуют непрерывный ряд составов от серых (андезиты) к розовым разностям (дациты). Они содержат, в мас. %: 62.53–66.58 SiO₂, 1.92–2.44 MgO, 2.05–2.34 K₂O, 6.18–6.75 (K₂O + Na₂O) (табл. 1) и характеризуются невысокой магнезиальностью (0.45–0.49), что позволяет считать данные вулканы умеренно-дифференцированными образованиями. По соотношению SiO₂/K₂O породы являются умеренно-калиевыми (Peccherillo, Taylor 1976; рис. 4б), на диаграмме Na₂O–K₂O (Middlemost, 1975; рис. 4г) точки их составов попадают на линию раздела вулканизов калиевой и натриевой серий (Na₂O/K₂O – 1.88–2.02). На диаграмме AFM (Irvine, Baragar, 1971; рис. 4в) точки изученных лав лежат в поле известково-щелочных образований, а на диаграмме A/CNK–A/NK (Shand, 1943; рис.

4д) – в секторе высокоглиноземистых пород ($al^* = 2.19–2.53$) с выраженным позитивным линейным трендом от серых к розовым разностям. Отметим, что на всех классификационных диаграммах точки пород вулкана Кордиеритовый располагаются в пределах поля молодых вулканитов Кельского нагорья (Лебедев и др., 2011), преимущественно в его центральной части (рис. 4). Потери при прокаливании для всех изученных образцов составили менее 1 мас. %, что свидетельствует об их петрографической свежести.

В целом породы вулкана Кордиеритовый отличаются повышенной концентрацией Ga (21–22 г/т) и пониженными концентрациями – Ni (1.6 г/т), Y (12–17 г/т), Nb (8–9 г/т), Cd (<0.1 г/т), по сравнению с кларками для средних–кислых магматических образований (Соловов и др., 1990). Более основные (серые) разности вулканитов характеризуются заметно большими концентрациями сидерофильных (Cr, V, Co и др.) элементов, по сравнению с таковыми в розовых. Суммарное содержание РЗЭ в породах колеблется от 132 до 143 г/т.

Согласно опубликованным данным (Лебедев и др., 2011; Bewick, 2016), наиболее основными и примитивными породами Кельского вулканического центра являются андезибазальты Гудаури-Млетского потока (SiO₂ 56–57 мас. %, MgO > 6.4 мас. %, Mg# 0.64), состав которых может ближе всего соответствовать таковому для мантийного источника, ответственного за магмогенерацию под изученной частью Большого Кавказа в плейстоцене. В этой связи на диаграммы со спектрами распределения микроэлементов и РЗЭ (рис. 5) для сравнения также вынесены данные для указанных андезибазальтов.

Спектры распределения РЗЭ для пород вулкана Кордиеритовый, нормированные по хондритовому резервуару, характеризуются пологим наклоном; Eu-аномалия отсутствует (рис. 5а). В секторе легких РЗЭ (от La до Eu) спектры серых и розовых разностей лав вулкана Кордиеритовый идентичны между собой и спектрами андезибазальтов Гудаури-Млетского потока с обогащением по отношению к хондритовому резервуару от 100 (для La) до 20 (для Eu) раз. В секторе тяжелых РЗЭ наблюдается некоторое обеднение этими элементами серых дацитов, по сравнению с андезибазальтами Гудаури-Млетского потока, которое становится весьма существенным в розовых разностях с их обогащением по отношению к хондритовому резервуару менее чем в 10 раз.

Характер распределения микроэлементов в спектрах, нормированных к составу примитивной мантии, для лав вулкана Кордиеритовый и андезибазальтов Гудаури-Млетского потока весьма близок (рис. 5б). Они характеризуются наличием положительных Cs- и Pb-аномалий и отрицательных

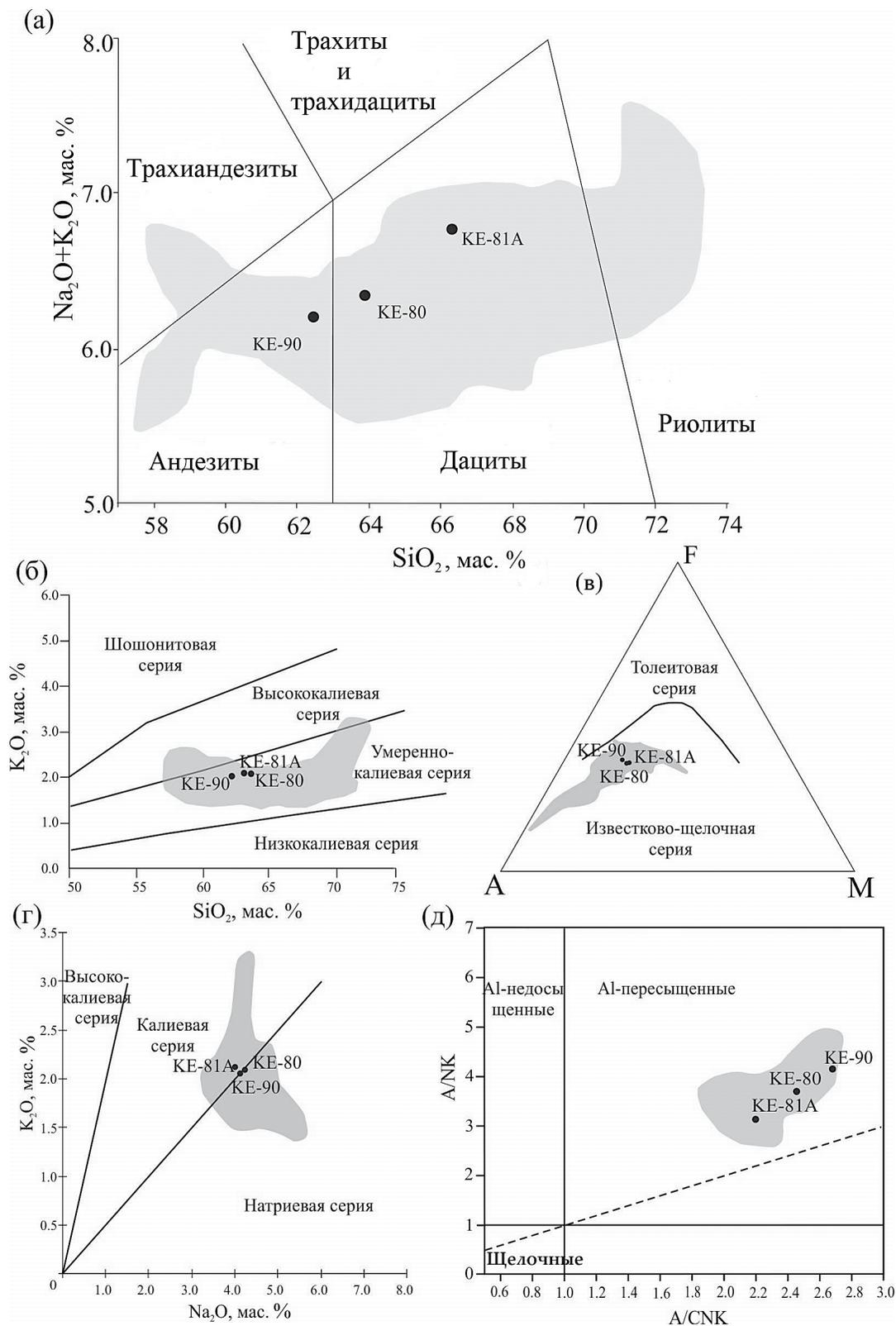


Рис. 4. Классификационные диаграммы для изученных пород вулкана Кордиеритовый. Серым цветом обозначено поле пород Кельского вулканического центра по данным (Лебедев и др., 2011).

(а) TAS (Le Bas et al., 1986), (б) SiO_2 – K_2O (Peccherillo, Taylor, 1976), (в) AFM (Irvine, Baragar, 1971), (г) Na_2O – K_2O (Middlemost, 1975), (д) A/CNK–A/NK (Shand, 1943).

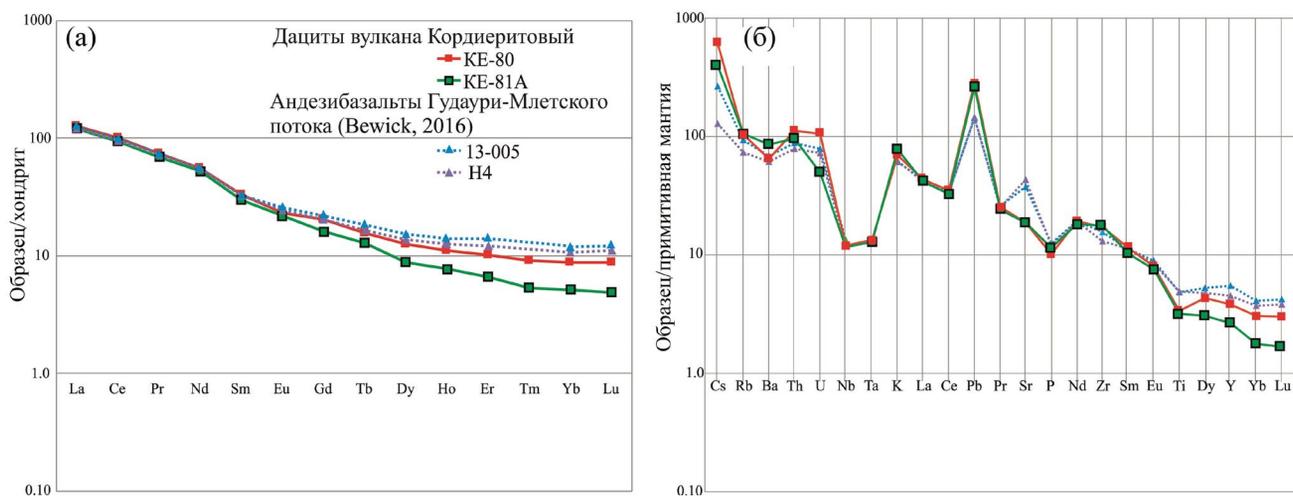


Рис. 5. Спектры распределения микроэлементов и РЗЭ в изученных магматических породах вулкана Кордиеритовый, нормированные по отношению к хондритовому резервуару (а) и к усредненному составу примитивной мантии (ПМ) (б). Данные для нормирования из (Sun, McDonough, 1989).

– Ta, Nb и P. Породы вулкана Кордиеритовый по сравнению с андезибазальтами характеризуются большим обогащением Cs и Pb и одновременно они несколько обеднены Sr, Ti, Y и, как отмечено выше, тяжелыми РЗЭ.

Нами изучена Sr-Nd-Pb изотопная систематика для валовых проб серых и серо-розовых разностей дацитов вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80 и KE-81A; табл. 1). Диапазон значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах невелик и составляет 0.70553–0.70596. Изотопное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в обеих пробах совпадает в пределах погрешности (0.512602–0.512616) при ϵ_{Nd} от –0.70 до –0.43. Отметим, что на Sr–Nd изотопной диаграмме (рис. 6а) составы изученных лав вулкана Кордиеритовый попадают не в поле других вулканитов Кельского нагорья, а в поле молодых магматических образований Эльбрусского и Чегемского вулканических центров Большого Кавказа, в петрогенезисе которых заметную роль играли коровые резервуары (Лебедев и др., 2011; Лебедев, Вашакидзе, 2014).

Изотопные отношения Pb в обеих изученных пробах дацитов совпадают в пределах погрешности измерений (табл. 1). На изотопной диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6б) их точки лежат немного ниже эволюционной кривой Стейси–Крамерса и попадают в поля Казбекского и Кельского неовулканических центров, на заметном удалении от области молодых вулканитов северного склона Большого Кавказа, в петрогенезисе которых принимали участие коровые источники (Лебедев, Вашакидзе, 2014).

МИНЕРАЛОГИЯ ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ЛАВ ВУЛКАНА КОРДИЕРИТОВЫЙ

В настоящем разделе представлены и обсуждаются результаты изучения химического состава минеральных фаз из осумилитсодержащих дацитов вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80, KE-81A), полученные с помощью рентгеноспектрального микрозондового анализатора (РСМА) и электронного сканирующего микроскопа (СЭМ–ЭДС).

Плагиоклаз – сквозной минерал во всех разностях пород вулкана Кордиеритовый (результаты анализов его состава представлены в Supplementary 1, ESM_1). Его выделения относятся к двум генерациям: *Pl-1* – фенокристы; *Pl-2* – микрофенокристы, зачастую образующие гломеропорфирные сростки (рис. 7д), и микролиты основной массы. Кроме того, наблюдаются плагиоклазовые реакционные каймы вокруг кристаллов шпинели и граната, сложенные микрокристаллами *Pl-2* (рис. 8а). При этом выделения обеих генераций минерала представлены исключительно “кислым” лабрадором и характеризуются близким составом (фенокристы – An_{52-59} , микрофенокристы – An_{54-56} , микролиты – An_{49-55} , каймы – An_{52-59}). Количество ортоклазового компонента составляет 1–3%. Крупные фенокристы лабрадора при изучении на оптическом микроскопе обнаруживают ростовую зональность, однако изменения в их химическом составе от центра зерен к кайме (рис. 8б), согласно результатам РСМА, несущественны. Полученные данные свидетельствуют о том, что образование фенокристов плагиоклаза происходило на поздних стадиях магматического процесса, незадолго

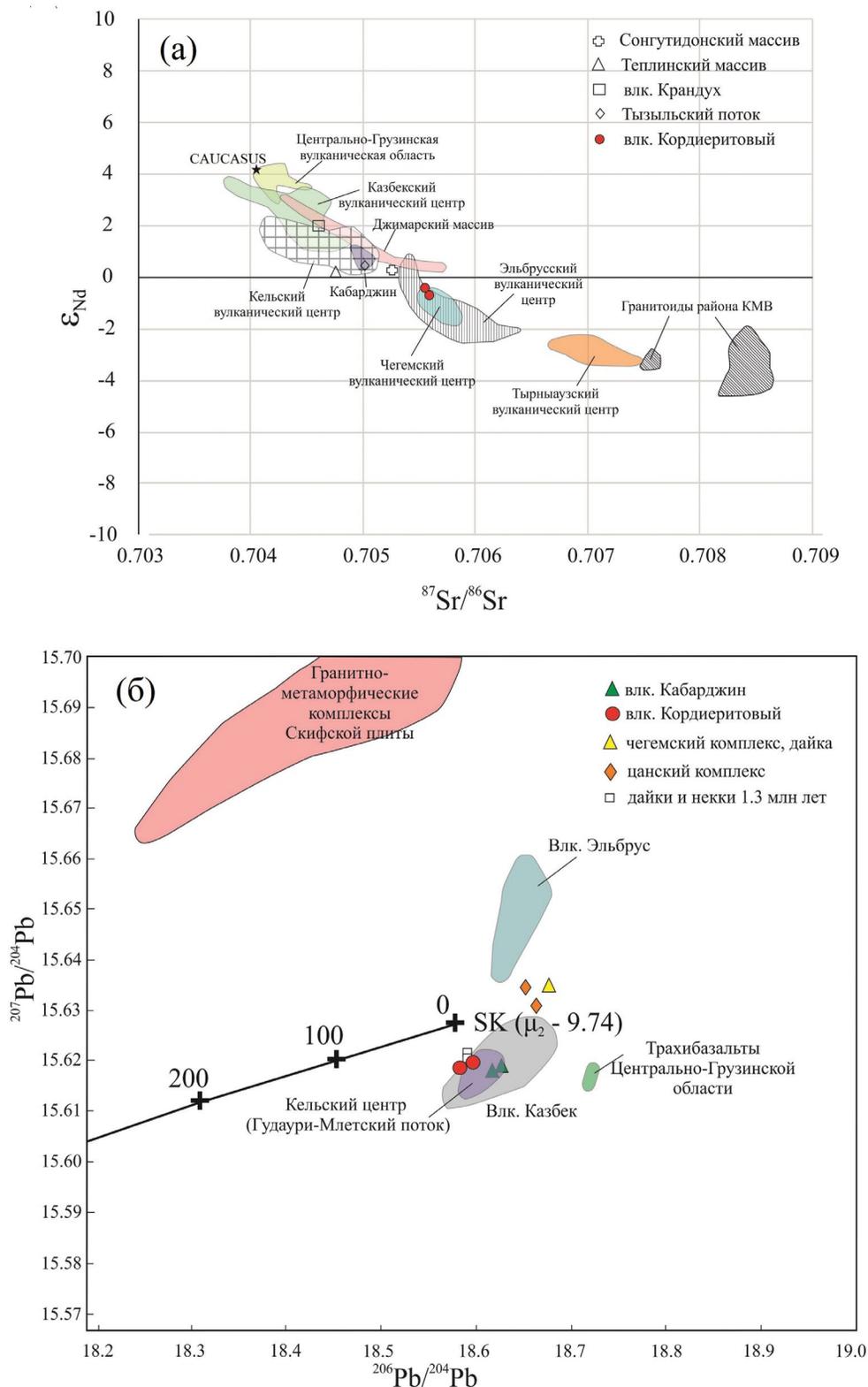


Рис. 6. Изотопные диаграммы $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ (а) и $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ (б) для лав вулкана Кордиритовый, Кельского вулканического центра и других молодых магматических образований Большого Кавказа. При построении использованы авторские и литературные данные (Лебедев, Вашакидзе, 2014; Парфенов и др., 2019; Чугаев и др., 2013; Bewick, 2016).

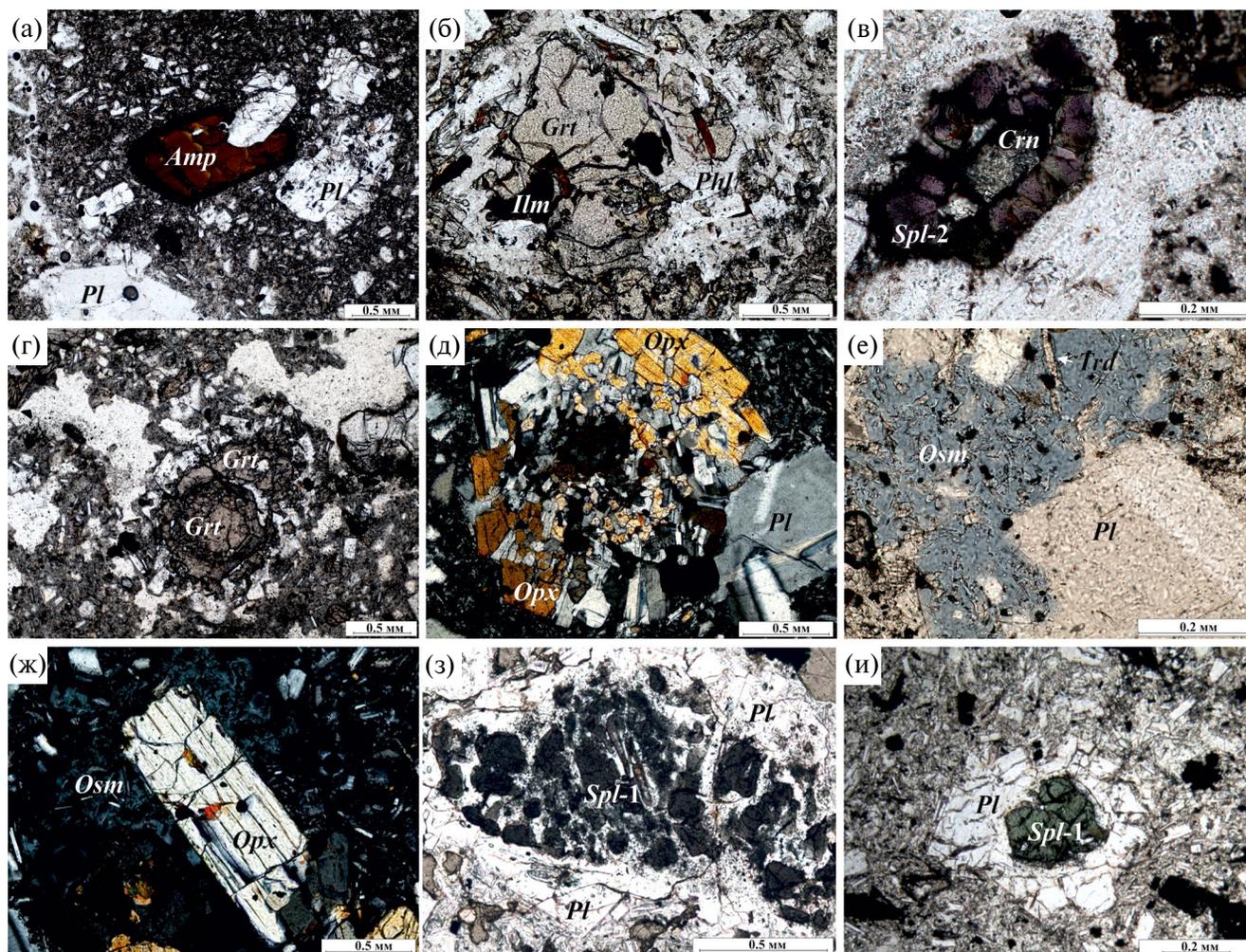


Рис. 7. Некоторые особенности минерального состава дацитов вулкана Кордиеритовый (микрофотографии прозрачных шлифов, обр. KE-81A).

Здесь и далее аббревиатура минералов согласно (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Crn* – корунд, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Opx* – ортопироксен, *Osm* – осумилит, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз, *Spl* – шпинель, *Trd* – тридимит. Фото (а–г, е, з, и) – при одном никеле; фото (д, ж) – никели скрещены.

до излияния магматического расплава на дневную поверхность.

Гранат в качестве второстепенной фазы в небольших количествах (2–5 об. %) встречен в серых и серо-розовых разностях лав вулкана Кордиеритовый, исключительно в ассоциации минералов фенокристов (рис. 9). Все его выделения по составу относятся к алмандин–пироповому ряду ($X_{Alm} = 0.51–0.81$), количество grossularового минала не превышает 18%, спессартинового – 11% (табл. 2, рис. 9д). На основании изучения состава фенокристов граната с помощью РСМА нами было выделено три его генерации (результаты анализов состава граната представлены в Supplementary 1, ESM_2).

Гранат первой генерации (*Grt-1*) встречается крайне редко и сохранился преимущественно в ядерных частях некоторых фенокристов, которые

по краям сложены гранатом поздних генераций (рис. 9а). Его состав характеризуется следующими значениями миналов: $X_{Prp} = 0.42$, $X_{Alm} = 0.51–0.53$, $X_{Grs} = 0.04–0.05$; он отличается также наличием примеси Cr (0.07–0.12 мас. %) относительно других двух генераций. На генетической диаграмме, характеризующей состав гранатов из разных геологических образований (Соболев, 1964; рис. 9д), видно, что точки *Grt-1* попадают в поле гранатов из лейкократовых гранулитов и находятся на значительном удалении от поля гранатов из вулканических образований. Можно сделать вывод о том, что *Grt-1*, характеризующийся высоким содержанием пиропового минала и слагающий ядерные части некоторых фенокристов, по своему происхождению является ксеногенным (исходно – метаморфогенным), захваченным магматическим расплавом при ассимиляции метаморфических образований (гранулитов) на нижних уровнях коры.

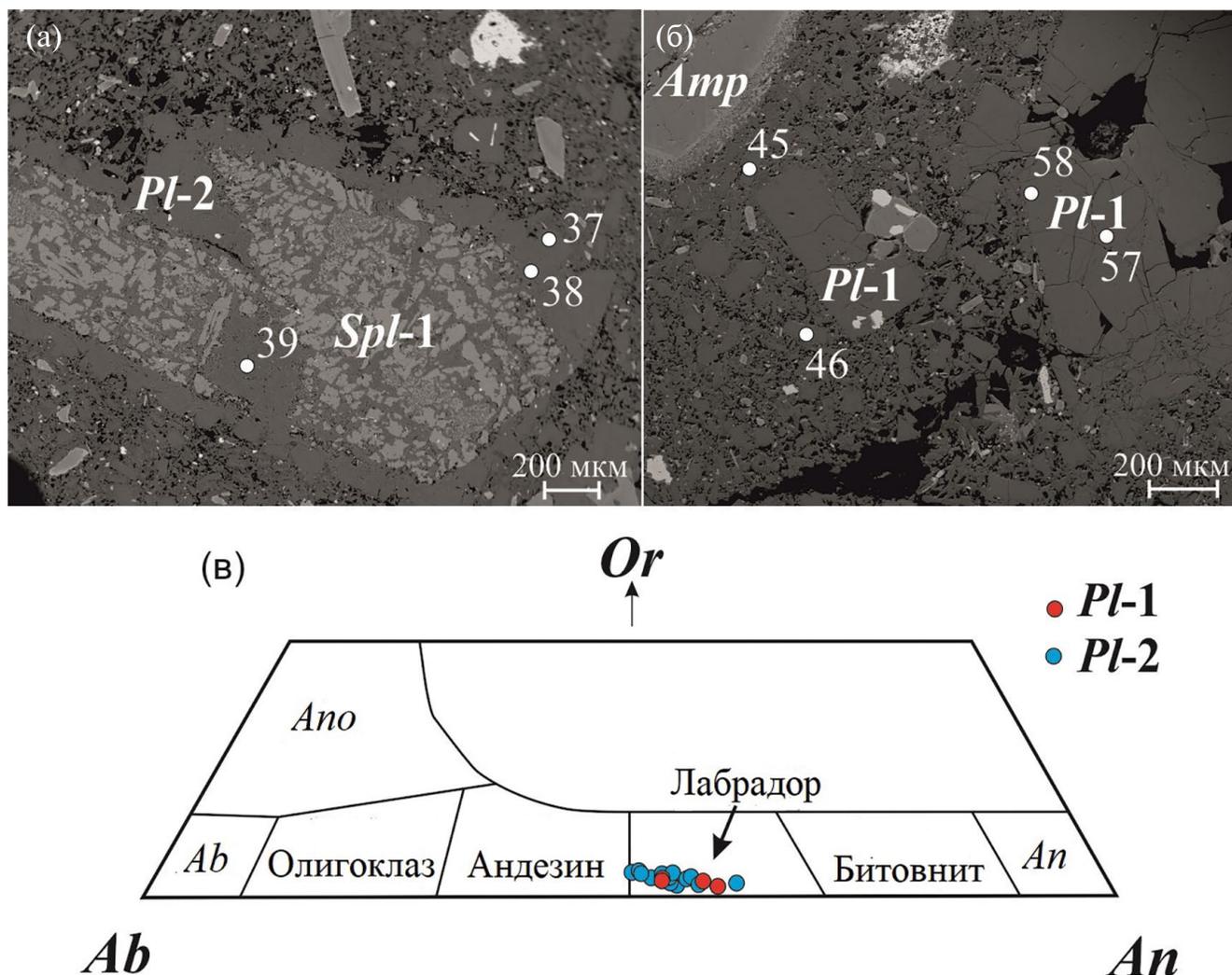


Рис. 8. Форма выделений (а, б) и состав плагиоклаза (в) в образце дацита KE-81A.

(а) – плагиоклазовая кайма вокруг зерна ксеногенной шпинели, (б) – фенокристы *Pl-1* с ростовой зональностью (изображения в обратнорассеянных электронах – BSE, номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM_1), (в) – состав плагиоклазов из дацитов вулкана Кордиеритовый на тройной диаграмме *Ab–An–Or*.

Гранат третьей, самой поздней генерации (*Grt-3*) образует как самостоятельные фенокристы (рис. 9б), нередко обладающие весьма идиоморфным обликом, так и каймы на более ранних выделениях *Grt-2* (рис. 9в, 9г). Очевидно, что выделения *Grt-3* кристаллизовались в равновесии с дацитовым расплавом: в большинстве случаев фенокристы не имеют заметных следов коррозии, структурного распада, реакционных кайм. Встречаются равновесные сростания кристаллов *Grt-3* с выделениями плагиоклаза, образовавшимися, как отмечено выше, на поздних стадиях магматического процесса. Поздний гранат характеризуется максимальным содержанием альмандинового минала и одновременно самым низким – пиропового ($X_{Prp} = 0.04–0.14$, $X_{Alm} = 0.65–0.81$, $X_{Grs} = 0.06–0.18$).

На генетической диаграмме (Соболев, 1964; рис. 9д) точки составов *Grt-3* полностью попадают в поле гранатов из кислых вулканитов, что свидетельствует в пользу вулканогенного происхождения данной генерации этого минерала.

Гранат второй генерации (*Grt-2*), встречающийся как в виде самостоятельных крупных трещиноватых фенокристов (обычно в обрастании поздним *Grt-3*; рис. 9а, 9в, 9г), так и в ядрах крупных зональных кристаллов, а также в ряде случаев формирующий каймы вокруг зерен ксеногенного *Grt-1* по соотношению пиропового и альмандинового миналов имеет промежуточный состав между *Grt-1* и *Grt-3* (табл. 2, рис. 9д). Данная генерация в целом характеризуется, в первую очередь, заметными вариациями количества альмандинового минала

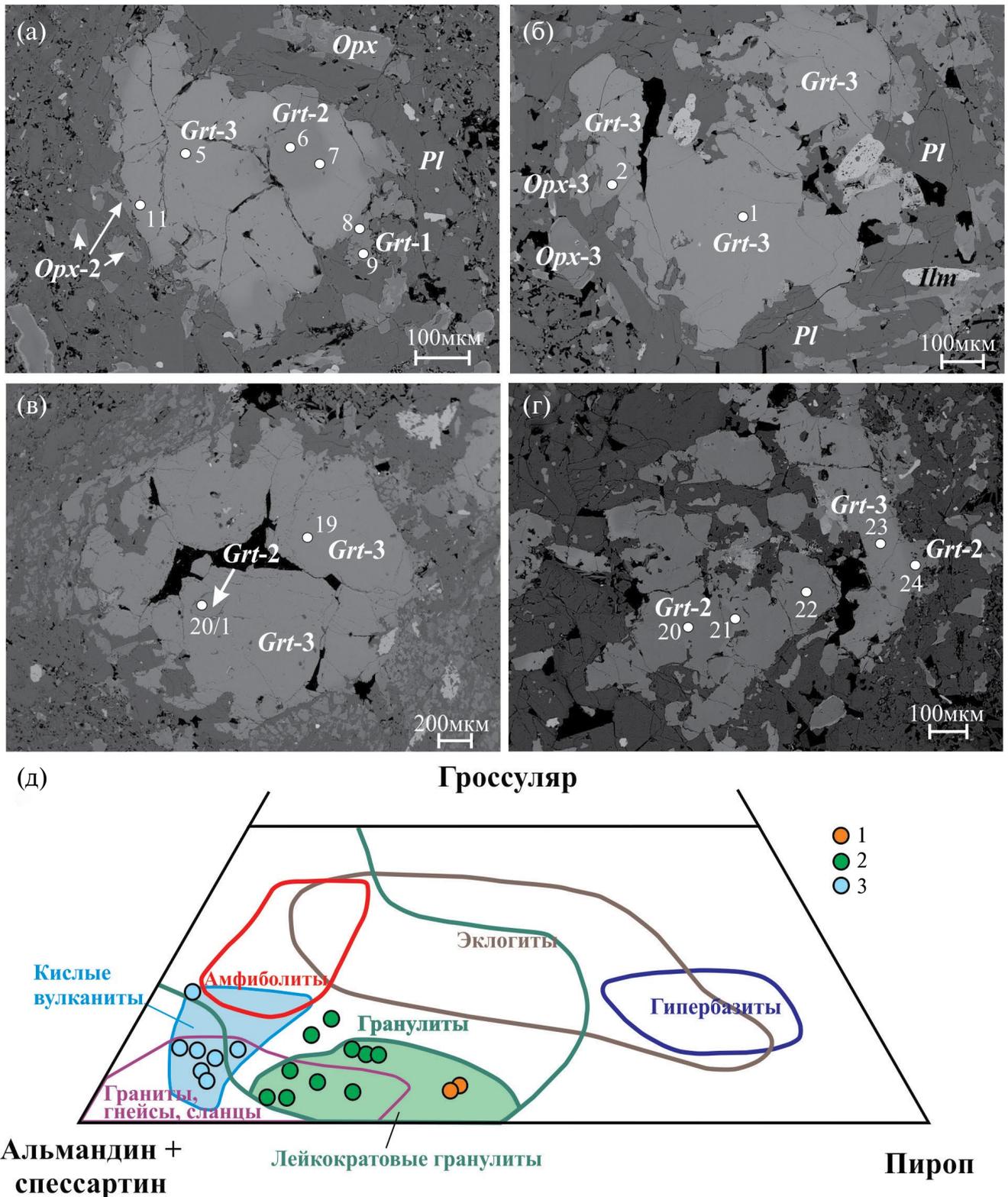


Рис. 9. Фенокристы разных генераций граната и их состав в образце дацита KE-81A. (а–г) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают таковым в табл. 2), (д) – положение точек гранатов из дацитов вулкана Кордиеритовый на сводной генетической диаграмме для пироп-альмандин-гроссуляровых гранатов разного происхождения (Соболев, 1964). 1 – Grt-1; 2 – Grt-2; 3 – Grt-3.

Таблица 2. Химический состав гранатов в дацитах вулкана Кордиритовый по данным РСМА

Компоненты	Grt-1					Grt-2								Grt-3					
	8*	9	20/1	6	7	11	12	17	20	21	22	24	5	2	1	19	15	18	23
SiO ₂	39.15	39.23	38.13	38.56	38.22	38.02	38.34	37.59	38.67	37.52	38.65	38.00	37.58	37.30	37.47	37.27	37.68	37.77	37.67
TiO ₂	0.20	0.18	0.19	0.11	0.02	0.02	0.21	0.14	0.16	0.13	0.13	0.44	0.05	0.06	0.06	0.14	0.04	0.06	-
Al ₂ O ₃	22.14	22.46	20.93	22.49	21.82	21.94	21.67	21.79	22.07	21.70	22.22	21.69	21.14	21.68	21.27	20.25	21.52	21.72	21.53
FeO	24.23	24.98	26.98	26.21	29.93	33.63	23.80	31.06	25.41	30.05	26.46	29.46	33.95	35.52	35.00	28.56	33.34	33.89	34.76
MnO	0.55	0.49	3.17	1.51	1.48	0.60	5.09	0.37	2.71	3.58	2.51	0.22	2.07	0.18	1.73	5.77	2.23	0.08	1.30
MgO	11.22	11.01	5.44	7.94	6.50	5.19	5.84	5.24	7.51	5.82	7.08	7.69	2.75	2.21	1.72	1.11	2.93	3.43	3.01
CaO	1.83	1.66	4.17	3.35	1.98	1.19	5.06	2.47	3.34	1.22	3.53	1.51	2.44	3.41	3.53	6.06	3.07	3.50	2.02
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.07	0.07	0.08	0.06	-	-	-	-	-	0.05	0.07
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0.32	0.02	-	0.02	-	-	-	-	-	-	0.03	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0.12	0.07	-	-	-	0.06	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.45	100.11	99.04	100.19	99.99	100.66	100.01	99.34	100.07	100.12	100.71	99.08	100.01	100.38	100.78	99.19	100.86	100.53	100.37

Формульные коэффициенты в пересчете на 8 катионов

Si	2.99	2.98	3.02	2.97	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	2.97	2.99	2.98	3.02	2.99	3.00	3.03	3.00	3.00	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	2.01	1.96	2.04	2.02	2.03	1.99	2.05	2.01	2.02	2.02	2.01	2.00	2.05	2.01	1.94	2.02	2.03	2.03
Fe	1.55	1.59	1.79	1.69	1.96	2.21	1.55	2.07	1.65	1.99	1.71	1.93	2.28	2.38	2.35	1.94	2.22	2.25	2.32
Mn	0.04	0.03	0.21	0.10	0.10	0.04	0.34	0.02	0.18	0.24	0.16	0.01	0.14	0.01	0.12	0.40	0.15	0.01	0.09
Mg	1.28	1.25	0.64	0.91	0.76	0.61	0.68	0.62	0.87	0.69	0.81	0.90	0.33	0.26	0.20	0.13	0.35	0.41	0.36
Ca	0.15	0.13	0.35	0.28	0.17	0.10	0.42	0.21	0.28	0.10	0.29	0.13	0.21	0.29	0.30	0.53	0.26	0.30	0.17
Сумма	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99	8.00	7.97	7.99	8.01	8.00	7.99	7.98	7.99	7.99	7.99	7.99	7.99	7.98
<i>Prp</i>	42.4	41.6	21.4	30.7	25.4	20.6	22.7	21.3	29.2	22.7	27.3	30.3	11.1	9.0	6.9	4.5	11.7	13.7	12.2
<i>Alm</i>	51.4	52.9	59.6	56.7	65.7	74.7	51.9	70.7	55.5	65.9	57.4	65.0	77.0	80.7	79.0	64.7	74.5	76.0	78.9
<i>Grs</i>	5.0	4.5	11.8	9.3	5.6	3.4	14.2	7.2	9.3	3.4	9.8	4.3	7.1	9.9	10.2	17.6	8.8	10.1	5.9
<i>Sps</i>	1.2	1.0	7.1	3.3	3.3	1.3	11.3	0.8	6.0	7.9	5.5	0.5	4.8	0.4	3.9	13.2	5.0	0.2	3.0

*Номер точки здесь и в табл. 3 соответствует таковому на рис. 9 и 11.

($X_{Alm} = 0.52-0.71$) при существенно меньших — пиропового и гроссуларового ($X_{Prp} = 0.21-0.31$, $X_{Grs} = 0.04-0.13$, табл. 2). На генетической диаграмме (Соболев, 1964; рис. 9д) точки *Grt-2* попадают в поле гранатов из гранулитов, но одновременно занимают промежуточное положение между полями ксеногенного *Grt-1* и вулканогенного *Grt-3*. Данное обстоятельство позволяет предположить, что выделения *Grt-2* имеют вулканогенное происхождение и образовались на ранних стадиях магматического процесса. Их промежуточный состав, скорее всего, объясняется тем, что кристаллизация фенокристов *Grt-2* происходила путем обрастания растворяющихся в магме зерен ксеногенного *Grt-1*. Образование равновесного расплава железистого граната *Grt-2* сопровождалось реакционным взаимодействием с ранним гранатом и формированием отчетливо зональных по составу кристаллов (рис. 9а, точки 6, 7, 11).

Отметим, что выделения ранних генераций граната часто обрастают каймами *Pl-2*, реже ортопироксена.

Ортопироксен в изученных породах вулкана Кордиеритовый является сквозным минералом и встречается как в виде крупных, до 5 мм, фенокристов (обр. КЕ-81 часто в опалитовой кайме), так и микрокристаллов в основной массе лав. На основании изучения химического состава этого минерала с помощью РСМА (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_3) выделено три его генерации.

Ортопироксен-1 (*Orpx-1*) наблюдается в виде идиоморфных фенокристов различного размера (рис. 10а) или слагает ядерные части зональных кристаллов, кайма которых сложена ортопироксеном поздних генераций (рис. 10б). В целом фенокристы *Orpx-1* (рис. 10д) по составу отвечают бронзиту (En_{73-79} , Fs_{18-24}). В крупных зернах *Orpx-1* наблюдается ростовая зональность (рис. 10а), связанная с небольшим снижением магнезиальности от их центра к кайме (от 0.82 до 0.76). Нередко в выделениях *Orpx-1* присутствует эмульсионная вкрапленность пирротина (рис. 10а).

Ортопироксен-2 (*Orpx-2*) встречается в виде гипидиоморфных фенокристов обычно зонального строения (рис. 10б), а также в виде микрокристаллов в матрице (рис. 10в, 10г). По составу он отвечает гиперстену (En_{56-68} , Fs_{29-39}) (рис. 10д). *Orpx-2* характеризуется магнезиальностью в пределах 0.72–0.59, причем для фенокристов *Orpx-2* характерно понижение ее величины от центра зерен к их кайме. Для данной генерации минерала характерно наличие сростаний с выделениями *Grt-2*, что позволило использовать для данного минерального парагенезиса геотермометры (см. ниже).

Ортопироксен-3 (*Orpx-3*) образует каймы на *Orpx-1* (рис. 10б) и *Orpx-2* (рис. 10г), а также микрокристаллы в основной массе (рис. 10г). По составу он отвечает гиперстену-феррогиперстену (En_{34-52} , Fs_{46-66}) и характеризуется магнезиальностью в пределах 0.34–0.55. *Orpx-3* нередко образует сростания с *Grt-3*, что позволило нам определить *P–T* условия образования и для данной парагенетической ассоциации минералов.

По данным РСМА установлено, что в ряду *Orpx-1–Orpx-2–Orpx-3* одновременно с уменьшением магнезиальности снижается и содержание примеси СаО (рис. 10е), в то время как на бинарной диаграмме Mg#–MnO (рис. 10ж) мы можем видеть обратную закономерность — с уменьшением магнезиальности в ортопироксенах увеличивается содержание марганца.

К сожалению, к настоящему времени не определены геохимические параметры, позволяющие по аналогии с гранатом надежно установить по химическому составу происхождение различных выделений ортопироксена в магматических породах. В этой связи для выяснения природы трех генераций ортопироксена в лавах вулкана Кордиеритовый мы использовали данные петрографического изучения шлифов и РСМА, которые позволили выявить существование в этих вулканитах нескольких парагенетических минеральных ассоциаций. Очевидно, что микрофенокристы *Orpx-3*, часто образующие сростания с *Grt-3*, а также выделения *Orpx-3* в основной массе, кристаллизовались на позднемагматической стадии — непосредственно перед или в процессе излияния магматического расплава на поверхность. Соответственно, кристаллы *Orpx-3* имеют чисто вулканическое происхождение. В то же время зональные фенокристы *Orpx-2*, нередко встречающиеся в сростках с *Grt-2*, скорее всего, кристаллизовались на ранней стадии магматического процесса в глубинной и промежуточных магматических камерах. Характер редких выделений *Orpx-1*, наблюдаемый в вулканитах (преимущественно ядерные части зональных фенокристов), наличие в них вкрапленности пирротина, позволяет предположить ксеногенное (исходно метаморфогенное) происхождение этой генерации минерала. Аналогично *Grt-1*, мы предполагаем, что реликтовые зерна *Orpx-1* были захвачены магмой при ассимиляции материала гранулитов на нижнекоровых уровнях (и ортопироксен, и гранат являются типичными минеральными фазами метаморфических пород группы гранулитов). Впоследствии на разных стадиях магматического процесса эти зерна подвергались коррозии расплавом и обрастали каймами из позднего ортопироксена вулканического происхождения.

Осумилит-(Mg) изредка образует идиоморфные таблитчатые фенокристы размером до 3 мм (рис. 11а, 11б), но чаще встречается в виде

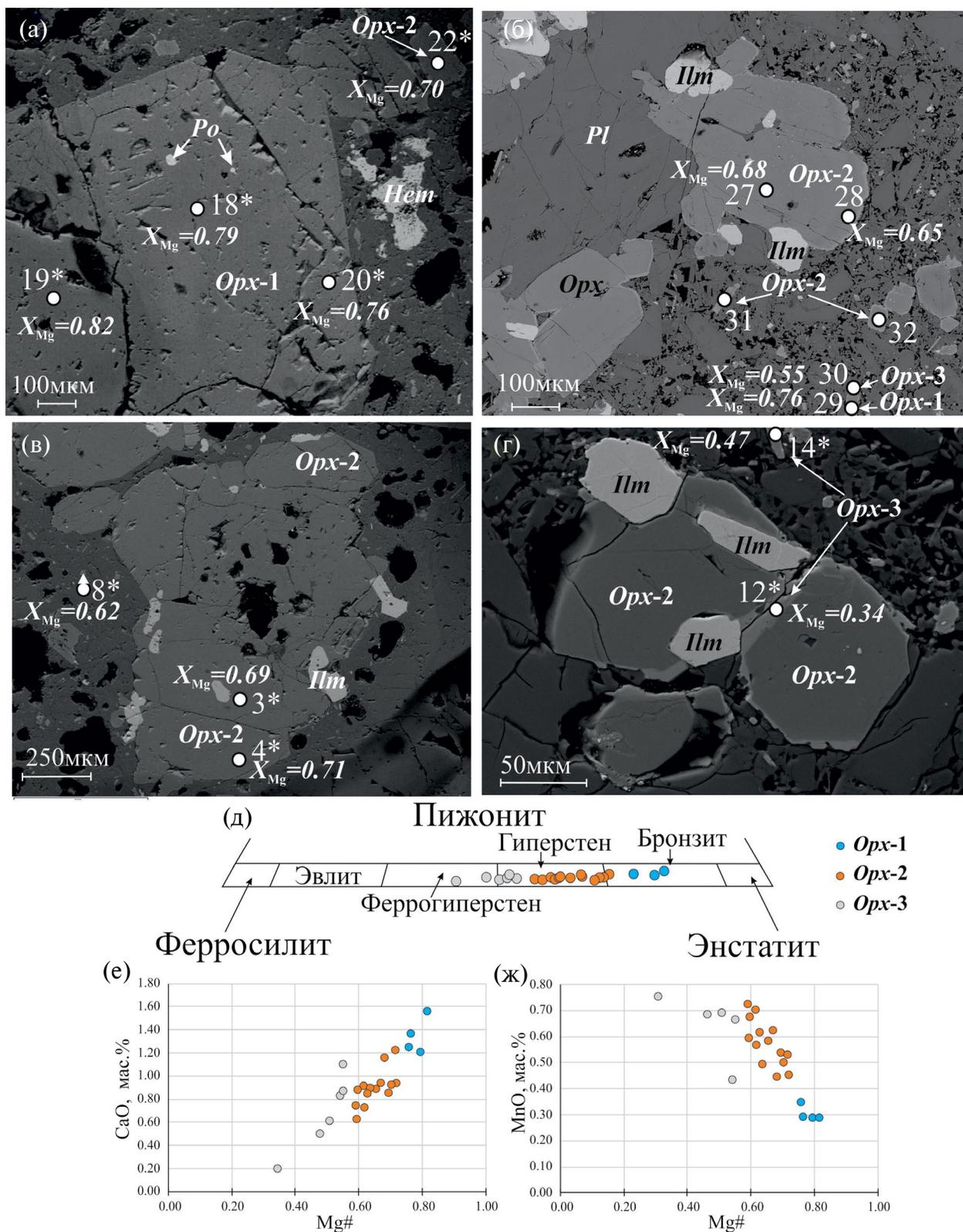


Рис. 10. Выделения ортопироксена разных генераций и их состав в дацитах вулкана Кордиеритовый. (а–г) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM_3), (д) – классификационная диаграмма, (е, ж) – бинарные диаграммы для ортопироксенов разных генераций из дацитов вулкана Кордиеритовый.

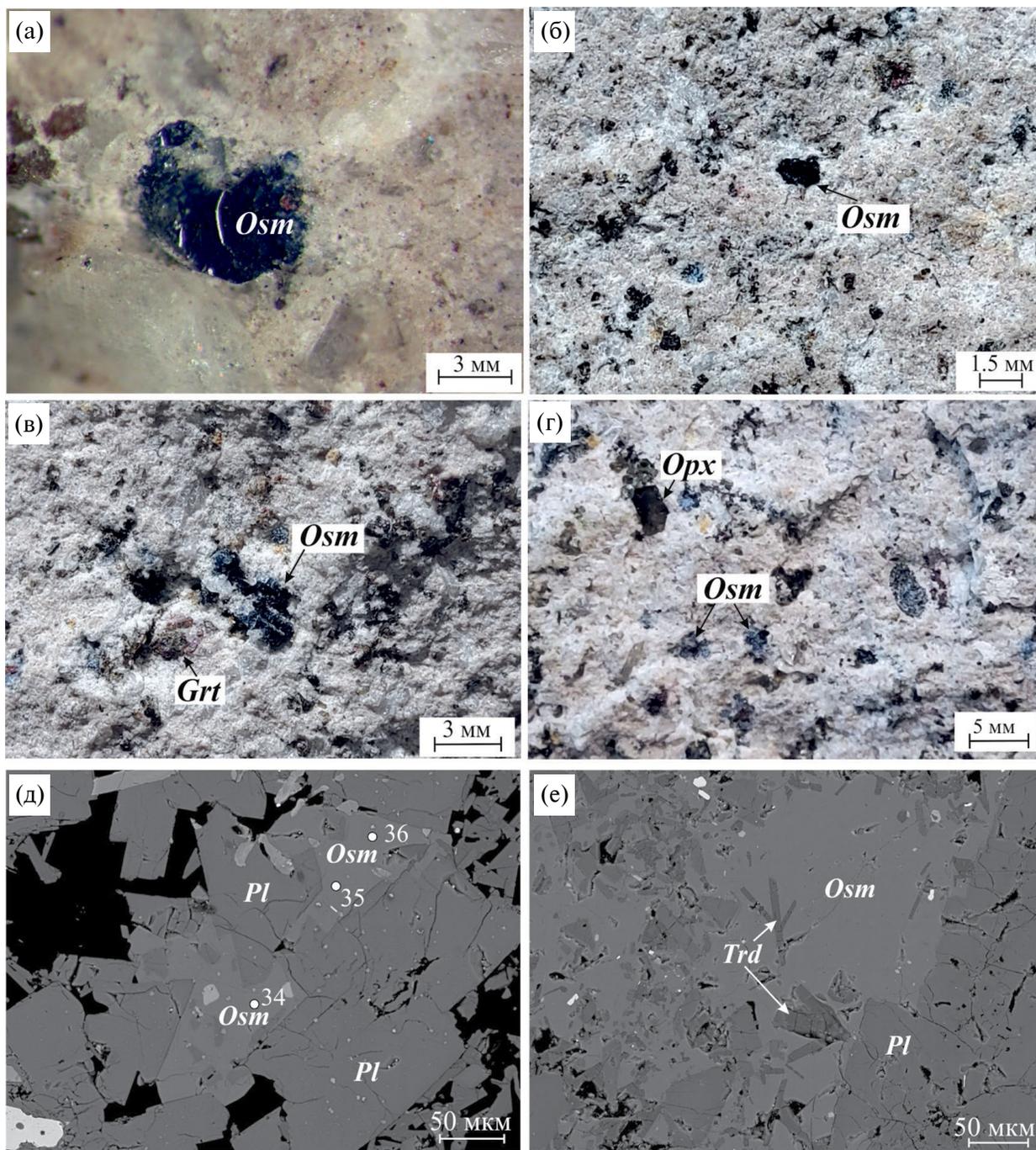


Рис. 11. Форма выделений осумилита-(Mg) в образце дацита KE-81A.

(а, б) – фенокристы, (в) – кристаллы в миаролах, (г) – ксеноморфные выделения в основной массе, (д, е) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в табл. 3 и Supplementary 1, ESM_4).

ксеноморфных агрегатов в основной массе дацитов (рис. 11д, 11е). Крупные кристаллы минерала (до 7 мм) также присутствуют в миаролах (рис. 11в). Осумилит-(Mg) часто наблюдается в парагенетической ассоциации с тридимитом и апатитом, которые образуют вростики в его выделениях (рис. 11е). Макроскопически кристаллы минерала обладают густо-синим цветом (рис. 11а).

Состав осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордьеритовый, согласно данным, полученным нами с помощью РСМА и СЭМ-ЭДС, является достаточно постоянным и не зависит от формы выделения минерала (табл. 3; в полном виде результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_4). Как видно из табл. 3, в первой позиции С (К,Na) присутствует вакансия до 0.23 apfu. В работах (Schreyer

Таблица 3. Химический состав осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиритовый по данным РСМА

Компоненты	23	24	25	26	27	34	35	36	18	19	29	45	46	50	63	
	РСМА															
Метод	СЭМ-ЭДС															
Формульные коэффициенты в пересчете на 17 катионов																
K	0.72	0.71	0.70	0.72	0.73	0.75	0.75	0.74	0.70	0.69	0.73	0.70	0.78	0.71	0.74	
Na	0.05	0.05	0.07	0.04	0.02	0.06	0.09	0.10	0.07	0.09	0.04	0.10	0.02	0.07	0.05	
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	
□	0.21	0.23	0.22	0.23	0.23	0.17	0.14	0.13	0.21	0.22	0.21	0.18	0.16	0.20	0.19	
ΣC	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Mg	1.04	1.03	1.05	1.04	1.06	1.10	1.09	1.09	1.15	1.15	1.12	1.17	1.16	1.12	1.06	
Fe	0.92	0.93	0.91	0.92	0.89	0.85	0.86	0.87	0.81	0.81	0.84	0.79	0.79	0.83	0.90	
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	
ΣA	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Al	2.74	2.71	2.72	2.73	2.70	2.74	2.74	2.77	2.56	2.59	2.59	2.57	2.48	2.53	2.53	
Fe ³⁺	0.05	0.17	0.11	0.13	0.18	0.22	0.16	0.08	0.42	0.35	0.40	0.38	0.45	0.45	0.46	
Fe ²⁺	0.21	0.11	0.16	0.14	0.11	0.03	0.09	0.15	0.01	0.06	0.01	0.04	0.05	0.01	0.00	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	
ΣT2	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	
Si	10.37	10.32	10.36	10.35	10.32	10.17	10.22	10.25	10.20	10.28	10.19	10.19	10.16	10.18	10.15	
Al	1.63	1.68	1.64	1.65	1.68	1.83	1.78	1.75	1.80	1.72	1.81	1.81	1.84	1.82	1.85	
ΣT1	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	
X _{Mg}	0.46	0.45	0.46	0.46	0.46	0.49	0.49	0.49	0.47	0.48	0.47	0.48	0.47	0.46	0.43	

Примечание. $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$.

et al., 1983; Armbruster, Oberhansli, 1988) на основе микросондовых исследований показано, что заполняемость позиции С (K + Na + Ca) меньше для осумилитов, образовавшихся при более низком давлении, чем для осумилитов высокого давления, что подтверждается и нашими данными. Так, для метаморфогенных осумилитов вакансии в позиции С, как правило, составляет 0.00–0.10 apfu, в то время как для магматических осумилитов данный показатель варьирует в диапазоне 0.12–0.52.

Усредненная эмпирическая формула осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиеритовый может быть записана в следующем виде:

$(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$. При этом восстановленность Fe^{3+} до Fe^{2+} в тетраэдрической позиции может быть объяснена существенно восстановительными условиями во время роста кристаллов осумилита.

В крупных кристаллах наблюдается слабо выраженная ростовая зональность по содержанию щелочей. Магнезиальность $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$ изученных выделений осумилита-(Mg) составляет 0.45–0.49.

Характер выделений осумилита-(Mg) в дацитах вулкана Кордиеритовый (преимущественно ксеноморфные агрегаты в основной массе, редкие

фенокристы и кристаллические выделения в миа-ролах) свидетельствуют о том, что данный минерал образовался на поздней стадии магматического процесса (в меньшей степени непосредственно перед излиянием и преимущественно после излияния расплава на земную поверхность и его затвердевания).

Нами проведено обобщение всех опубликованных данных по химическому составу осумилитов из пород различного генезиса (вулканы, метаморфические образования, ксенолиты) из известных его проявлений в разных регионах Земли. Точки составов нанесены на диаграмму $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$ (рис. 12), ранее использованную в статье (Balassone et al., 2008), для разделения минерала на два вида – осумилит-(Fe) и осумилит-(Mg). Как видно на рис. 12, при том, что по соотношению Mg/Fe очевидно наличие непрерывного изоморфного ряда между осумилитом-(Fe) и осумилитом-(Mg), точки составов этих минералов магматического и метаморфического происхождения образуют на диаграмме два отдельных поля. Заметно, что метаморфогенные осумилиты отличаются от магматических в первую очередь более высокой магнезиальностью, а также малыми вариациями значений $K/(K + Na + Ca)$. В пределах поля магматических осумилитов наибольшей

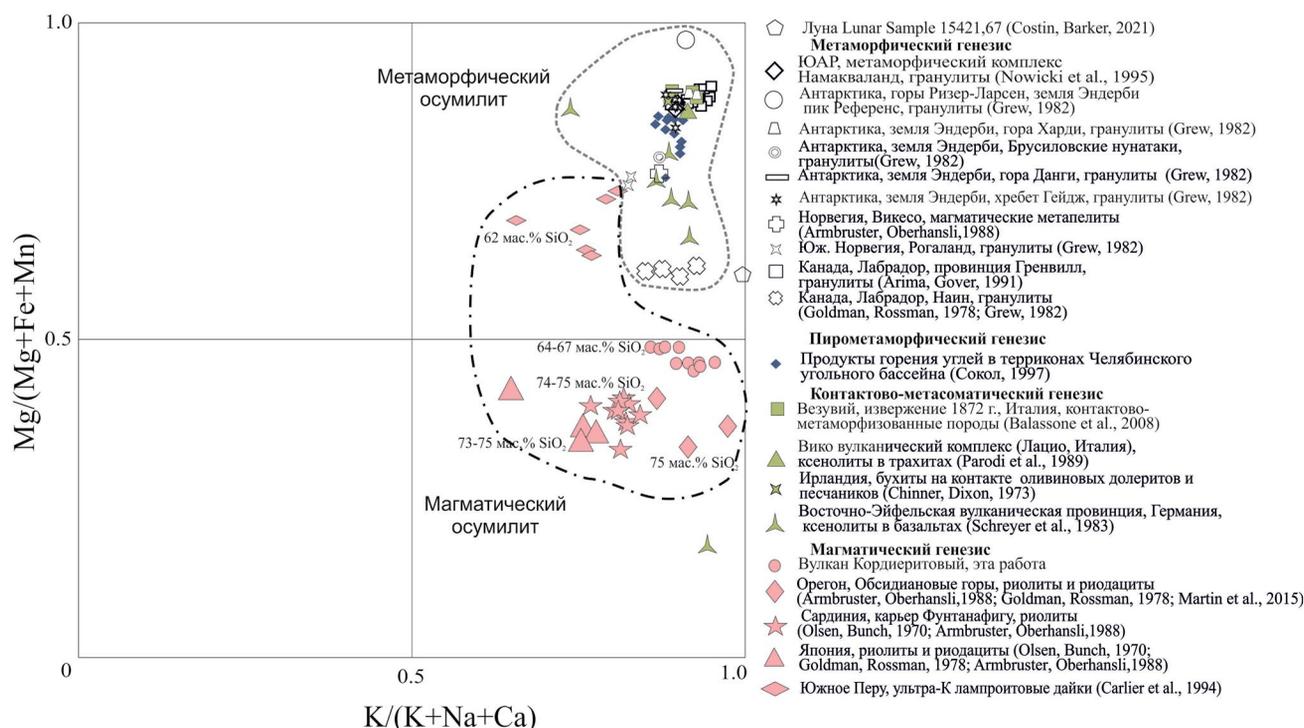


Рис. 12. Положения точек состава осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиеритовый на генетической диаграмме $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$. Ссылки на литературные источники – в условных обозначениях на диаграмме.

магнезиальностью обладают образцы из средних по составу вулканитов, в то время как наименьшей — из кислых разностей. Точки состава осумилита из дацитов вулкана Кордиеритовый располагаются в центральной части магматического поля, что согласуется с установленным нами вулканогенным происхождением этого минерала в изученных лавах. Отметим, что диаграмма $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$ может использоваться для решения петрогенетических задач по установлению происхождения (магматическое/метаморфическое) вновь открытых проявлений этого редкого минерала.

Шпинель присутствует в качестве акцессорной фазы во всех разностях пород вулкана

Кордиеритовый. Обычно она образует гипидиоморфные кристаллы или ксеноморфные выделения, окруженные каймой из микролитов плагиоклаза (*Spl-1*; рис. 8а, 13а). При одном никеле в прозрачном шлифе имеет темно-зеленый, серовато-зеленый, серый цвет (рис. 7з, 7и). Другая разновидность шпинели (*Spl-2*) встречается в виде кайм вокруг ксеногенных зерен корунда (рис. 13б); в шлифах она имеет серовато-розовую окраску (рис. 7в).

По данным РСМА (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_5), состав обеих разновидностей шпинели, согласно современной классификации (Bosi et al., 2019), отвечает герциниту ($Fe,Mg)Al_2O_4$ (рис. 13в, 13г). При этом

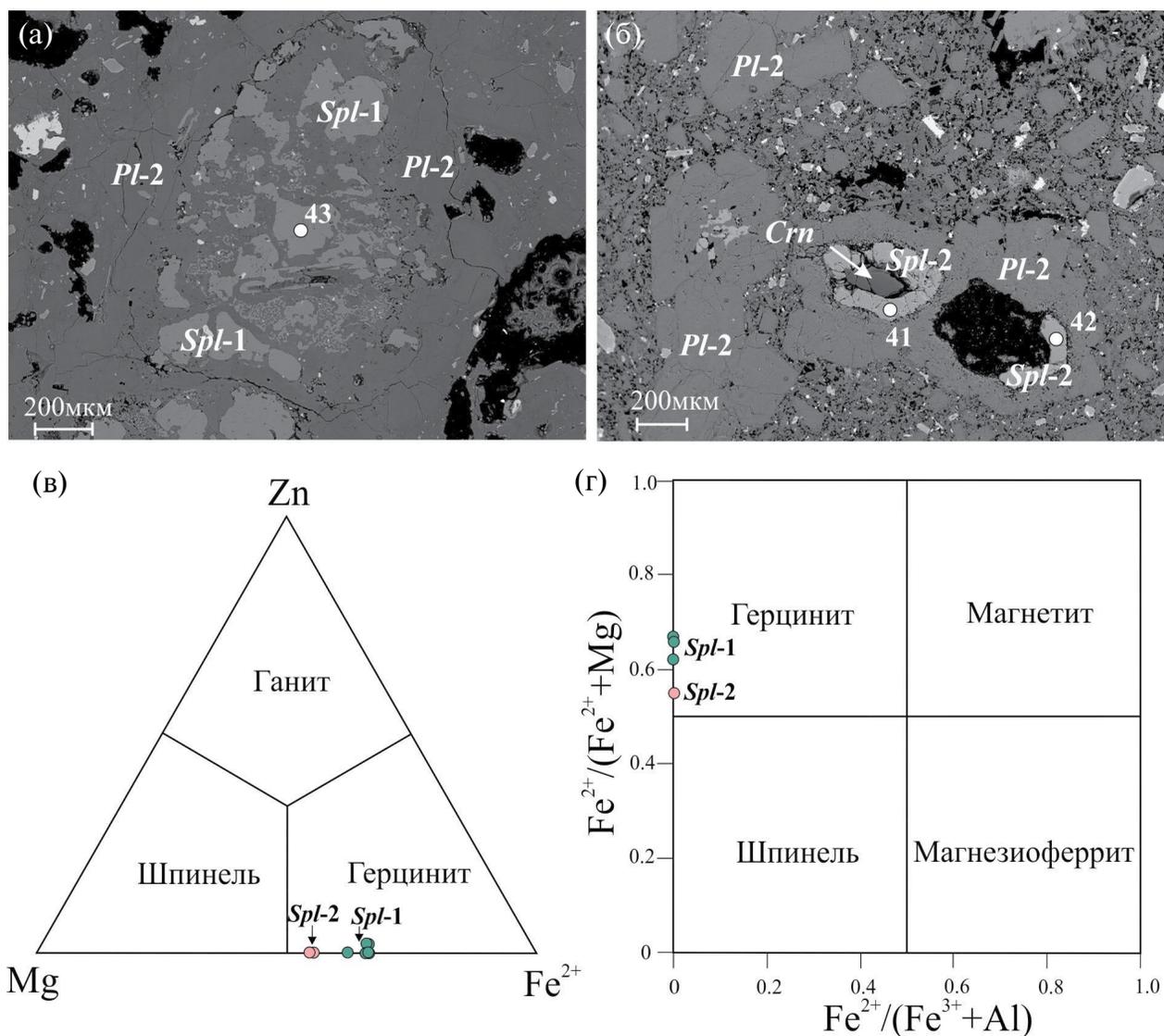


Рис. 13. Выделения разных генераций шпинели и их состав в породах вулкана Кордиеритовый.

(а, б) — изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM_5), (в, г) — классификационные диаграммы для шпинели из дацитов вулкана Кордиеритовый (в — по Heimann, Spry, 2005; г — по Yavuz, Yavuz, 2023).

и в *Spl-1*, и в *Spl-2* присутствует небольшое количество ганитового минала (до 1 мас. % ZnO). Герцинит первой генерации (*Spl-1*), который, скорее всего, является ксеногенным и имеет метаморфогенное происхождение, характеризуется магнизиальностью X_{Mg} в диапазоне 0.35–0.40. По нашему мнению, герцинит (*Spl-1*) вместе с *Grt-1* и *Opx-1* был ассимилирован магматическим расплавом из гранулитов на нижнекоровых уровнях. Вторая генерация герцинита (*Spl-2*) имеет магматическое происхождение и встречается исключительно в виде реакционных кайм вокруг ксеногенных зерен корунда (рис. 7в). Его выделения имеют более высокую по сравнению с метаморфогенной шпинелью магнизиальность ($X_{Mg} = 0.48$).

Корунд встречен в образцах дацитов вулкана Кордиеритовый в качестве редкой аксессуарной фазы в виде псевдогексагональных кристаллов (рис. 14б, 14в) светло-голубого и светло-фиолетового цвета, с нарастающей на них реакционной каймой из серо-розового герцинита (рис. 7в). Размер кристаллов достигает 1 мм.

Состав изученных выделений корунда отвечает сапфиру, в котором замещение алюминия примесями может происходить согласно процессу $2Al^{3+} \rightarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$, однако в изученных образцах, скорее, участвовал другой механизм — $4Al^{3+} \rightarrow 3Ti^{4+} + \square$. Содержание TiO_2 в корундах из дацитов вулкана Кордиеритовый, по данным РСМА и СЭМ-ЭДС, достигает 1.2 мас. %, FeO — 0.39 мас. % (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_6). В распределении примесей в кристаллах сапфира наблюдается зональность (рис. 14а). Очевидно, что все выделения данного минерала являются ксеногенными, имеют исходно метаморфогенное происхождение и были ассимилированы магматическим расплавом из гранулитов на нижнекоровых уровнях.

Тридимит не является редким минералом в лавах Кельского нагорья. Впервые его присутствие было отмечено Е.К. Устиевым (1934) в андезитах вулкана Восточный Шархох. В дацитах вулкана Кордиеритовый тридимит встречается исключительно в виде включений в агрегатах осумилита и, очевидно, образовался на позднемагматической стадии. Минерал образует удлиненные пластинчатые кристаллы с характерными тройниками (рис. 14д, 14е), размер которых не превышает 0.2 мм. По данным СЭМ-ЭДС, для тридимита характерны примеси, в мас. %: Al_2O_3 1.09–3.54, Na_2O 0.42–0.50, K_2O 0.18–0.62, TiO_2 0.12–0.15 и FeO 0.2–1.25 (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_7).

Апатит встречен в виде вростков удлиненно-призматических кристаллов (рис. 14д) в осумилите, которые, очевидно, кристаллизовались на поздней магматической стадии. Содержание F составляет 2.8–3.41 мас. %, Cl — 0.5–0.56 мас. %;

таким образом, он представлен фтор-апатитом. По данным СЭМ-ЭДС, для выделений этого минерала характерны примеси, в мас. %: MnO до 0.78, FeO до 3.78 и Se_2O_3 до 0.45 (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_8).

Флогопит встречается спорадически в виде мелких (до 0.3 мм) чешуек в матрице дацитов. Результаты анализов его состава представлены в Supplementary 1, ESM_9. По данным РСМА, содержание F в слюде достигает 6.96 мас. %, K_2O 8.97 мас. %. Кристаллизация минерала происходила после излияния расплава на земную поверхность.

Амфибол наблюдается в лавах в виде единичных фенокристов таблитчатой формы, черного цвета, размером до 2 мм (рис. 7а). На основании данных анализов РСМА и СЭМ ЭДС (результаты представлены в Supplementary 1, ESM_10), выделено две генерации этого минерала.

Состав амфибола первой генерации (*Amp-1*) отвечает паргаситу, который, как известно, в своем составе содержит гидроксильную группу. Кристаллы *Amp-1* обычно слабо зональны, по их краям развивается реакционная опацитовая кайма (рис. 7а, 14г), сложенная тонкокристаллической смесью пироксена и ильменита толщиной до 100 мкм. В ней установлены зональные переходы по минеральному составу: $Opx \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Ilm$. Первая зона каймы представлена тонкими пластинками ортопироксена, ориентированными вдоль спайности амфибола; данная зона переходит в симплектитовую кайму, сложенную чередующимися зернами ортопироксена и плагиоклаза. Внешняя зона представлена гранулярной каймой, в которой наблюдается увеличение размеров зерен от амфибола к вмещающей матрице. Кроме кайм вокруг фенокристов, в амфиболах внутри зерен по трещинам наблюдается агрегат разложения, сложенный также ортопироксеном, плагиоклазом и ильменитом. Мы предполагаем, что выделения *Amp-1*, очевидно, неравновесные магматическому расплаву, имеют ксеногенное (метаморфогенное) происхождение и были ассимилированы магмой из пород нижней коры.

Крайне редко встречающиеся выделения магматогенного амфибола (*Amp-2*) представлены безводной фазой — ферро-керсутином.

Ильменит является основной рудной фазой в породах вулкана Кордиеритовый; он встречен в виде самостоятельных идиоморфных кристаллов размером до 0.2 мм и в сростках с другими минералами. Нами выделено две генерации ильменита — ксеногенная (метаморфогенная) и магматическая. Ксеногенный ильменит (*Ilm-1*) обнаружен в сростках с герцинитом (*Spl-1*) и рутилом (рис. 14ж). *Ilm-1* характеризуется довольно высокими содержаниями MgO (2.8 мас. %) и Cr_2O_3 (0.28 мас. %). Ильменит второй генерации (*Ilm-2*),

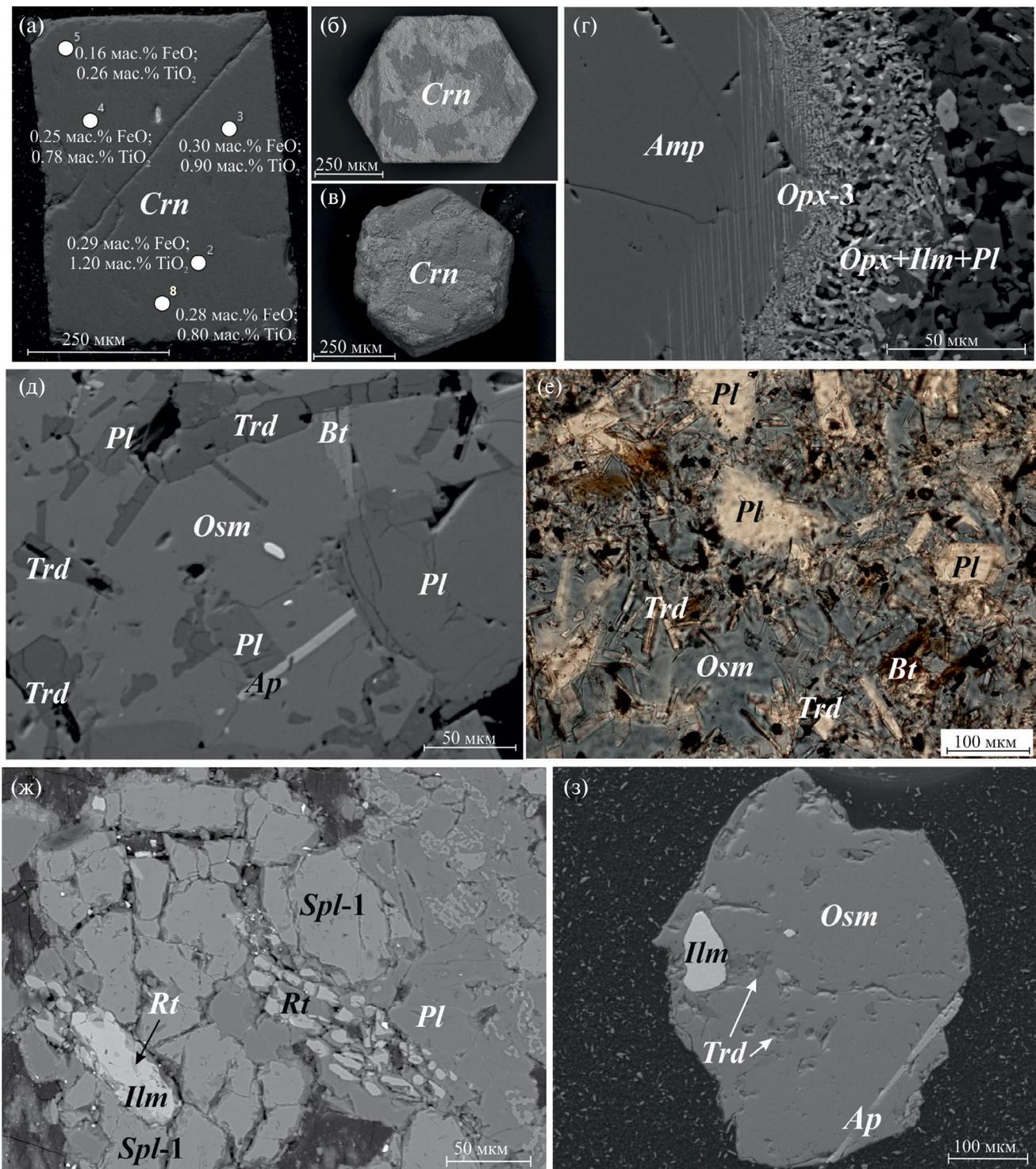


Рис. 14. Второстепенные минералы дацитов вулкана Кордиеритовый.

(а–в) – кристаллы корунда из дацитов вулкана Кордиеритовый (изображение BSE): (а) – сечение кристалла с вынесенными содержаниями примесей по данным СЭМ-ЭДС, (б, в) – псевдогексагональный габитус кристаллов; (г) – зональная опацитовая реакционная кайма вокруг зерна амфибола из осумилитсодержащих дацитов (обр. KE-81A, изображение BSE); (д, е) – выделения тридимита и апатита в осумилите-(Mg) (д – изображение BSE, е – в прозрачном шлифе при одном никеле); (ж, з) – ильменит в дацитах вулкана Кордиеритовый, изображение BSE (ж – ксеногенный ильменит в сростании с рутилом в герцините *Spl-1*, з – магматический ильменит в сростании с осумилитом-(Mg)).

вероятно, кристаллизовался на разных стадиях магматического процесса: он наблюдается в сростках с раннемагматическим ортопироксеном (*Opx-2*), в виде включений идиоморфных кристаллов в позднемагматическом осумилите (рис. 14з), в составе опацитовых кайм вокруг фенокристов темноцветных минералов (рис. 14г). Выделения *Ilm-2* характеризуются низким, варьирующим в широком диапазоне содержанием MgO (0.2–1.5 мас. %), незначительными примесями Cr_2O_3 (до 0.25 мас. %) и V_2O_5 (до 1 мас. %). Результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_11.

Второстепенные акцессорные минералы. Пирротин встречается в виде эмульсионной вкрапленности в *Opx-1* и, как сингенетичная ему фаза, скорее всего, имеет метаморфогенное происхождение. Для этого минерала, по данным СЭМ-ЭДС (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM_12), характерны примеси Ni (до 0.62 мас. %) и Co (до 0.42 мас. %). Рутил развивается в сростках с ксеногенным ильменитом (*Ilm-1*) (рис. 14ж). Магнетит образует редкую тонкую вкрапленность в основной массе дацитов. Циркон встречается в виде мелких кристаллов в матрице дацитов, которые образовались на поздней стадии магматического процесса.

Результаты проведенных исследований указывают на то, что в изученных дацитовых лавах присутствует несколько минеральных ассоциаций, отличающихся своим генезисом и образовавшихся в разное время. К “ксеногенному” парагенезису, имеющему исходно метаморфогенное происхождение, минеральные фазы которого были ассимилированы магматическим расплавом из гранулитов, относятся *Crn*, *Spl-1*, *Grt-1*, *Opx-1* (с включениями *Po*), *Amp-1* и *Ilm-1*. Раннемагматический парагенезис, минеральные фазы которого кристаллизовались в глубинном очаге, представлен *Grt-2*, *Opx-2*, *Spl-2* (замещает метаморфогенный *Crn*), *Ilm-2*, *Amp-2*. Минералы позднемагматического парагенезиса, образовавшиеся в промежуточных магматических камерах в процессе подъема расплава к поверхности, представлены ассоциацией *Grt-3*, *Pl-1*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Zrc*. После излияния лавы на поверхность в процессе ее затвердевания формировалась матрица дацитов, состоящая из стекла и выделений *Pl-2*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Ap*, *Trd* и *Phl*, происходили автометаморфические преобразования.

ОЦЕНКА *P-T* УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ И ГЛУБИНЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

Для оценки *P-T* условий кристаллизации расплавов вулкана Кордиеритовый на разных стадиях магматического процесса нами были использованы данные химических анализов, полученные с использованием РСМА для находящихся в

равновесии сосуществующих кристаллов граната и ортопироксена на их контакте (рис. 15). Результаты анализов представлены в табл. 4. Выполнены расчеты для одной биминеральной пары *Grt-2-Opx-2*, образовавшейся на ранней магматической стадии в глубинной камере, и трех пар *Grt-3-Opx-3*, кристаллизовавшихся позднее, вероятно, непосредственно перед подъемом расплава из промежуточных камер к поверхности.

Расчет давления равновесной кристаллизации проведен на основе применения трех различных *Grt-Opx* геобарометров, предложенных в работах (Harley, Green, 1982; Harley, 1984; Никитина и др., 2010). В то же время в связи с тем, что известные *Grt-Opx* геотермометры были разработаны, в первую очередь, для оценки температур кристаллизации метаморфических и ультраосновных магматических пород, их невозможно корректно использовать при расчете *P-T* условий образования кислых эффузивов. Исходя из этого, мы воспользовались мономинеральным геотермометром “Ca in *Opx*” (Nimis, Grutter, 2010), характеристики которого позволяют достаточно точно оценивать температуру равновесной кристаллизации, в том числе для вулканических пород вне зависимости от их состава.

Полученное по пересечениям кривых *Grt-Opx* геобарометров (Harley, Green, 1982; Harley, 1984; Никитина и др., 2010) и “Ca in *Opx*” геотермометра (Nimis, Grutter, 2010) на графиках, использованных нами для оценки *P-T* параметров, значение температуры начала процесса кристаллизации вкрапленников (пара *Grt-2-Opx-2*) в глубинной магматической камере составляет ~1130°C при возможном диапазоне давления от 17 до 23 кбар (рис. 16г). На поздних стадиях магматического процесса кристаллизация находящихся в равновесии вкрапленников граната и ортопироксена (пары *Grt-3-Opx-3*) в промежуточных камерах (очевидно, в условиях продолжающейся кристаллизационной дифференциации и тесно связанным с ней плавным изменением химического состава магмы) происходила в температурном интервале 1030–920°C при 14–9 кбар (рис. 16а–16в).

Также была предпринята попытка использовать в качестве дополнительного инструмента для расчета температуры расплава на разных стадиях магматической эволюции геотермометр “Al in *Opx*” (Agranovich, Berman, 1997). Однако результаты оказались неудовлетворительными – рассчитанные температуры кристаллизации для ортопироксена поздней генерации оказались существенно ниже температурного диапазона устойчивости осумилита, который определен экспериментальным путем. Изначально данный геотермометр был разработан для расчета равновесных температур для высокоградных метаморфических образований, содержащих равновесную ассоциацию алмандина и железистого ортопироксена (ферросилита), тогда как

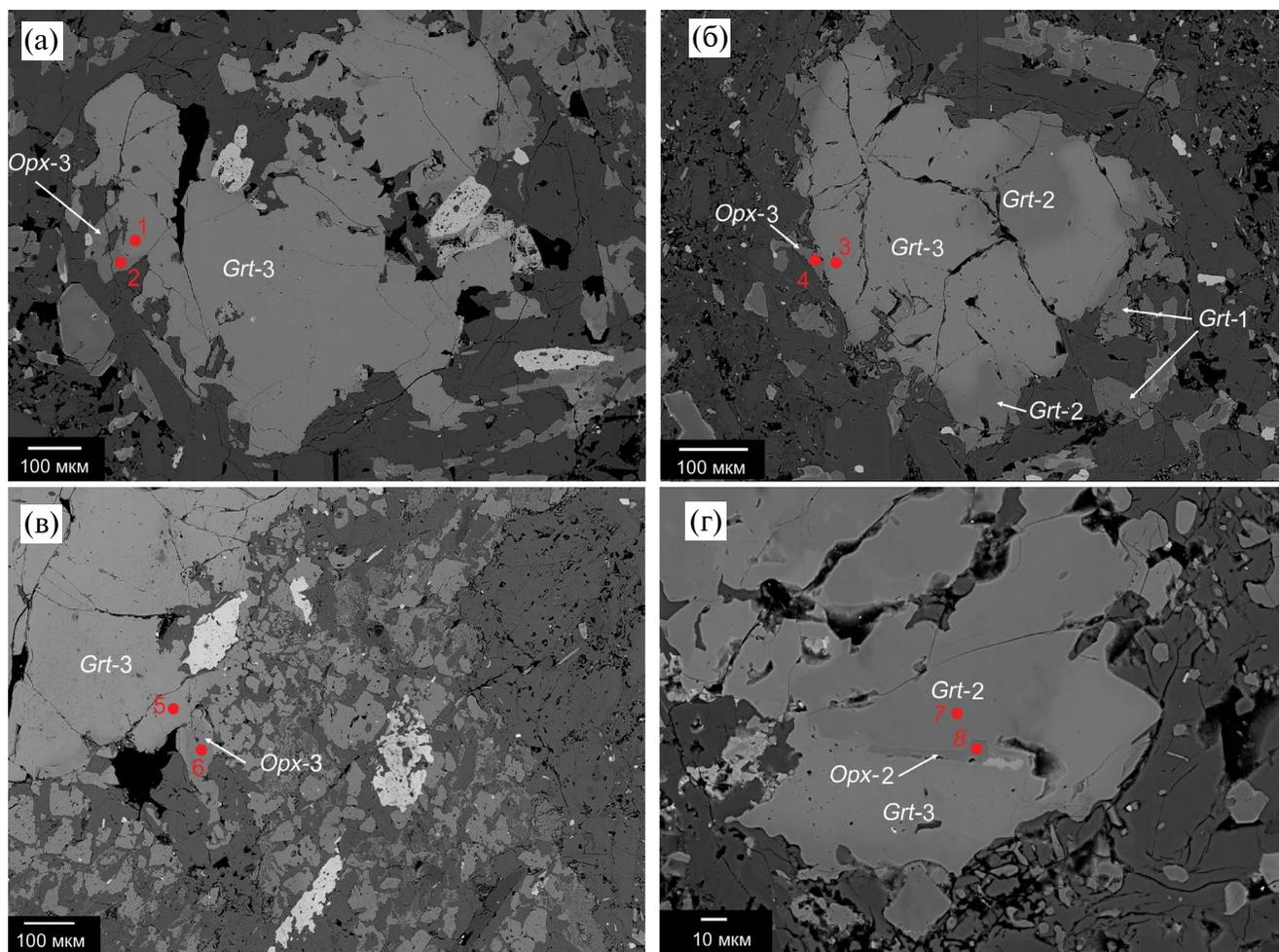


Рис. 15. Микрофотографии (изображение BSE) с указанием точек, в которых проведен анализ химического состава (табл. 4) гранатов и ортопироксенов с целью определения P – T условий кристаллизации расплава.

все генерации ортопироксена из дацитов вулкана Кордиеритовый представлены магнезиальными разновидностями.

Согласно (Olesch, Seifert, 1981), температурный диапазон стабильности для осумилита составляет 700–950°C, в то время как для тридимита – 870–1470°C (Kuniaki et al., 1986). Наличие в выделениях осумилита из матрицы дацитов, образовавшихся на самой поздней стадии магматического процесса (после излияния расплава на дневную поверхность), востков тридимита (рис. 14д, 14е), несомненно, кристаллизовавшихся одновременно и в геохимическом равновесии с осумилитом, позволяет оценить наиболее вероятный интервал температуры расплава в этот момент как 870–950°C.

Таким образом, результаты проведенных расчетов показывают, что дацитовые магмы вулкана Кордиеритовый являлись высокотемпературными (перегретыми). Данный феномен отмечен нами ранее и для других позднечетвертичных образований Большого Кавказа, в частности для

расположенного в этом районе вулкана Казбек (Лебедев и др., 2018). Высокая, характерная для основных магм температура расплава, с одной стороны, подтверждает его исходно глубинное, мантийное происхождение. С другой стороны, температура расплава, превышавшая 1100°C на начальной стадии магматического процесса, скорее всего, могла быть тем основным фактором, который обеспечил возможность существенной по масштабам ассимиляции расплавом материала из вмещающих образований земной коры.

Нами сделана качественная оценка глубины залегания магматической камеры, в которой началась кристаллизация ранней ассоциации вкрапленников (*Grt-2*–*Opx-2*), согласно алгоритму, описанному в работах (Dale, Holland, 2003; Pleuger, Podladchikov, 2014). При расчетах использована величина общего (так называемого петрологического) давления, которое определяется с учетом геотектонической ситуации и состава пород в конкретном регионе. Полученные данные показывают,

Таблица 4. Химический состав (мас. %) биминеральных пар *Grt–Opx*, использованных для реконструкции *P–T* условий кристаллизации расплава (данные РСМА)

Минерал	№ точки на рис. 15	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
<i>Grt-3</i>	1	37.30	0.06	21.68	0.02	35.52	0.18	2.21	3.41	0.00	0.00	0.01	100.38
<i>Opx-3</i>	2	47.95	0.35	4.78	0.02	28.00	0.43	16.91	0.84	0.04	0.02	0.03	99.38
<i>Grt-3</i>	3	38.02	0.02	21.94	0.06	33.63	0.60	5.19	1.19	0.00	0.01	0.00	100.66
<i>Opx-3</i>	4	49.47	0.34	5.28	0.13	22.51	0.49	20.51	0.90	0.03	0.01	0.04	99.71
<i>Grt-3</i>	5	37.77	0.06	21.72	0.00	33.89	0.08	3.43	3.50	0.05	0.03	0.01	100.53
<i>Opx-3</i>	6	49.41	0.31	4.44	0.08	24.22	0.60	19.24	0.64	0.04	0.00	0.00	98.95
<i>Grt-2</i>	7	38.34	0.21	21.67	0.00	23.80	5.09	5.84	5.06	0.00	0.00	0.01	100.01
<i>Opx-2</i>	8	49.41	0.37	3.24	0.05	25.55	2.43	17.13	1.11	0.05	0.00	0.02	99.37

что глубинная магматическая камера вулкана Кордиеритовый, скорее всего, располагалась на уровне 45–53 км от поверхности. В последующем кристаллизация расплава происходила в промежуточных камерах на глубинах от 40 до 30 км, где перед подъемом расплава к поверхности образовывались фенокристы позднего парагенезиса *Grt-3–Opx-3*.

Как отмечено во вводной части статьи, вся территория Кельского вулканического нагорья расположена в пределах тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа, сложенной вулканогенно-осадочными толщами субдукционно-аккреционной призм, сформировавшейся между Закавказским блоком и южной окраиной Скифской плиты после окончания коллизии в средней юре. Согласно данным (Леонов, 2007), интенсивные тектонические деформации, сопровождавшиеся низкотемпературными метаморфическими преобразованиями пород, происходили здесь и в середине палеогена. По данным (Трифонов и др., 2020), суммарная мощность земной коры в центральном сегменте южного склона Большого Кавказа составляет 45–50 км; участие здесь в ее строении древних гранитно-метаморфических комплексов выглядит маловероятным (Леонов, 2007 и др.). Сопоставляя эти данные с полученными нами результатами, можно прийти к выводу, что глубинная магматическая камера вулкана Кордиеритовый находилась примерно на уровне раздела Мохо, на границе нижней коры и верхней мантии. Промежуточные магматические камеры, располагались в нижней части коры (30–40 км). Результаты наших минералогических исследований показывают, что нижнекоровые образования под рассматриваемым районом, скорее всего, были представлены метаморфическими комплексами, среди которых преобладали породы гранулитовой фации.

В табл. 5 обобщены результаты расчетов *P–T* условий образования для выявленных в дацитах

вулкана Кордиеритовый и имеющих различный генезис минеральных парагенезисов.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ЛАВ ВУЛКАНА КОРДИЕРИТОВЫЙ

Роль процессов кристаллизационной дифференциации и коровой ассимиляции

Наиболее основные и примитивные по составу вулканы Кельского нагорья, андезибазальты Гудаури-Млетского лавового потока вулкана Сакохе (Лебедев и др., 2011; Bewick, 2016) характеризуются умеренно-высокими магнезиальностью ($Mg\#$ 0.64), содержанием MgO (до 6.5 мас. %) и концентрациями Ni (130–110 г/т), Co (30–25 г/т) и Cr (235–215 г/т). Очевидно, что их состав не соответствует таковому для первичных магм в мантийном источнике, а отражает результат протекания процессов кристаллизационной дифференциации (FC) в глубинном очаге с осаждением в кумулюсную фазу оливина и хромшпинелидов. Андезиты того же Гудаури-Млетского потока характеризуются более низким содержанием MgO (3.7–2.4 мас. %) и концентрациями Ni (90–30 г/т), Co (30–10 г/т) и Cr (130–30 г/т). Это свидетельствует о том, что для более поздних лав вулкана Сакохе роль FC-процессов с участием оливина и хромшпинелидов постепенно возрастала.

Спектры распределения РЗЭ и микроэлементов в лавах Гудаури-Млетского потока и андезитах вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80) близки между собой (рис. 5). Это может говорить о том, что расплавы расположенных в непосредственной близости и активных в одно время (около 200 тыс. лет назад) вулканов Сакохе и Кордиеритовый являются производными первичных магм, генерируемых одним и тем же мантийным источником. При этом в породах вулкана Кордиеритовый содержание MgO снижается до 2.5–1.9 мас. %, а концентрации Ni, Co и Cr крайне низкие (1.5, 15–13 и

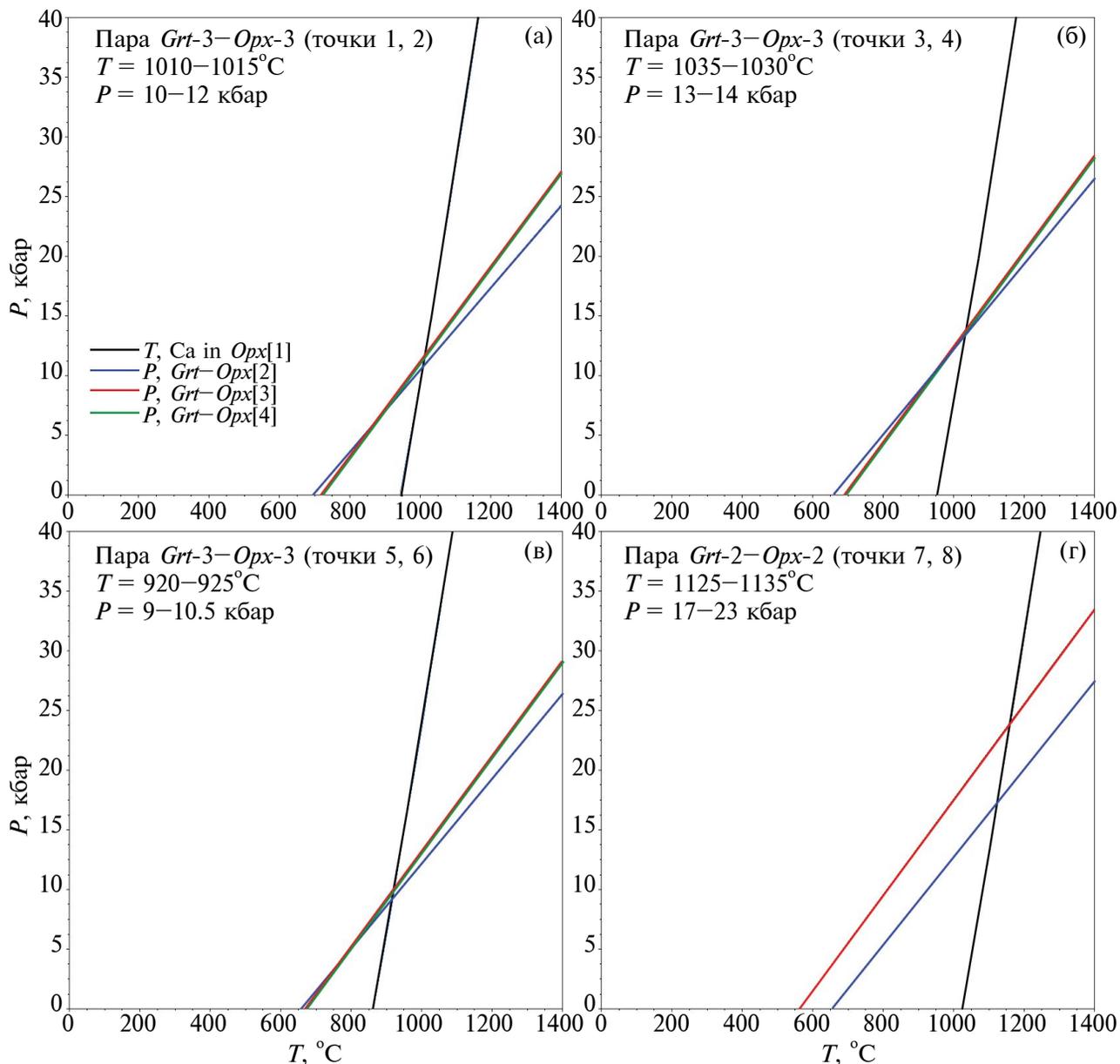


Рис. 16. Результаты расчета P – T параметров кристаллизации расплава для биминеральных пар Grt – Opx (состав минералов приведен в табл. 4) с использованием геотермометра “Ca in Opx ” ([1] – Nimis, Grutter, 2010) и Grt – Opx геобарометров ([2] – Harley, Green, 1982; [3] – Harley, 1984; [4] – Никитина и др., 2010).

75–60 г/т, соответственно; табл. 1). Данный факт позволяет утверждать, что андезиты–дациты вулкана Кордиеритовый являются высокодифференцированными образованиями, материнские магмы которых сформировались в результате масштабной кристаллизационной дифференциации первичных мантийных расплавов, имевшей место еще в глубинном очаге. Близость концентраций большинства реперных микроэлементов в андезибазальтах Гудаури–Млетского потока и изученных андезитах (обр. KE-80), за исключением Mg, Ni, Co, Sr, свидетельствует о том, что ведущими минеральными

фазами в FC-процессах для обоих вулканов являлись именно оливин и хромшпинелиды. Необходимо отметить, что андезиты вулкана Кордиеритовый, по сравнению с андезибазальтами Гудаури–Млетского потока, также отличаются несколько меньшими концентрациями тяжелых RЗЭ, Sr и Ti (рис. 5). Это может свидетельствовать об участии в FC-процессах, но уже позднее – в промежуточных магматических камерах граната, ортопироксена и ильменита (в соответствии с наблюдаемым в этих породах раннемагматическим минеральным парагенезисом). Дациты вулкана Кордиеритовый (обр.

Таблица 5. *P–T* условия образования минеральных парагенетических ассоциаций из дацитов вулкана Кордиеритовый

Минеральный парагенезис, стадия эволюции	Состав	<i>P–T</i> условия
Метаморфогенный, представлен реликтами ассимилированных расплавом минералов гранулитов	<i>Crn, Spl-1, Grt-1, Opx-1, Ilm-1, Amp-1, Po</i> (включения в <i>Opx-1</i>)	
Раннемагматический, кристаллизация фенокристов в глубинной камере	<i>Grt-2, Opx-2, Spl-2, Ilm-2, Amp-2</i>	<i>T</i> = около 1130°C, <i>P</i> = 17–23 кбар
Позднемагматический, кристаллизация фенокристов и микрофенокристов в промежуточных камерах	<i>Grt-3, Pl-1, Opx-3, Osm, Ilm-2, Zrc</i>	<i>T</i> = 1030–920°C, <i>P</i> = 14–9 кбар
Излияние расплава, застывание	<i>Pl-2, Opx-3, Osm, Ilm-2, Ap, Trd, Phl,</i> стекло	<i>T</i> = 870–950°C, <i>P</i> = 1 кбар
Автометаморфизм в процессе остывания лавы	опацит – по <i>Opx</i> и <i>Amp</i> , в розовых дацитах <i>Hem</i>	

КЕ-81А) характеризуются заметным обеднением тяжелыми РЗЭ, по сравнению с андезитами (обр. КЕ-80); соответственно, для этих пород масштабы фракционирования в промежуточных камерах граната и ортопироксена в кумулюсную фазу были весьма значительными (рис. 5а). Спектры распределения РЗЭ для изученных пород не показывают отрицательной Eu-аномалии. Это ограничивает роль плагиоклаза в FC-процессах и согласуется с нашим наблюдением, что начало кристаллизации фенокристов данного минерала в расплавах приходится уже на позднюю магматическую стадию.

Коровая ассимиляция, скорее всего, сыграла основную роль в появлении изученных нами экзотических вулканических пород вулкана Кордиеритовый – осумилитсодержащих дацитов. В первую очередь ее участие подтверждается Sr-Nd изотопными данными: точки лав вулкана Кордиеритовый на изотопной диаграмме (рис. 6а) заметно смещены к области коровых резервуаров, по сравнению с полем остальных вулканических пород Кельского нагорья (в том числе, Гудаури-Млетского потока), и полями других неовулканических центров на южном склоне Большого Кавказа. При этом на Pb-изотопной диаграмме (рис. 6б) такой сдвиг практически не заметен. Весьма близкий характер спектров распределения РЗЭ и микроэлементов (рис. 5) в андезибазальтах Гудаури-Млетского потока и породах вулкана Кордиеритовый предполагает, что объемы ассимилированного магмой корового вещества были не очень значительными. Соответственно, чтобы получить наблюдаемые на изотопных диаграммах смещения точек изученных пород, коровый ассимилянт должен был иметь повышенные концентрации Sr (при высоком значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)

и Nd (при низком значении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$), но одновременно пониженную концентрацию Pb и/или близкий с магматическим расплавом изотопный состав этого элемента. Чем же были представлены его породы?

Проведенные нами минералогические исследования дацитов вулкана Кордиеритовый указывают на присутствие в них “ксеногенного” минерального парагенезиса сапфир + герцинит + гранат (с повышенным содержанием пиропового минерала) + бронзит (с включениями пирротина) + паргасит + ильменит, который в первую очередь характерен для продуктов высокоградного метаморфизма. Более того, состав граната в данной минеральной ассоциации указывает на то, что он имеет не магматическое происхождение, а является минеральной фазой, очевидно, ассимилированной расплавом из лейкократовых гранулитов. Другие, перечисленные выше минералы “ксеногенного” парагенезиса, также являются обычными компонентами гранулитов, что, по крайней мере, не противоречит предположению о том, что именно этот тип метаморфических образований стал коровым ассимилянтом для магматических расплавов вулкана Кордиеритовый. Известно, что гранулиты отличаются разнообразием минерального и химического состава. При этом для них обычны такие фазы, как гранат и полевые шпаты, что обуславливает достаточно высокие концентрации Sr и тяжелых РЗЭ в этих породах. Однако, если гранулиты были образованы в результате регионального метаморфизма терригенных осадочных образований, они с большой долей вероятности будут иметь изотопный состав стронция с высоким значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и изотопный состав неодима с низким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

К сожалению, в силу особенностей геологического строения тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа здесь на дневной поверхности отсутствуют выходы нижнекоровых метаморфических образований. Для гранулитов, расположенных южнее палеозойских кристаллических массивов (Дзирульского, Храмского, Локского), в научной литературе не приводятся данные об их Sr-Nd изотопном составе. Позднепалеозойские высокоглиноземистые гранулиты комплекса Пулур на северо-востоке Турции (Toruz et al., 2004) характеризуются высокорadioгенным изотопным составом Sr при его широких вариациях ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.718–0.750) при одновременно низких значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5118–0.5123) и являются ближайшими по своему географическому положению возможными породами – аналогами гранулитов нижней коры южного склона Большого Кавказа. Их изотопные характеристики показывают, что ассимиляция небольшого объема материала подобных метаморфических образований вполне могла вызвать наблюдаемый на Sr-Nd изотопной диаграмме сдвиг состава осумилитовых дацитов вулкана Кордиеритовый в сторону области коровых резервуаров.

Не имея каких-либо данных о химическом и изотопном составе гранулитов, непосредственно слагающих нижнюю кору под Кельским нагорьем, невозможно сделать количественную оценку объема ассимилированного расплавом материала. Однако отмеченный выше близкий характер распределения РЗЭ и микроэлементов в лавах вулкана Кордиеритовый и андезибазальтах Гудаури-Млетского потока, имеющих среди всех пород Кельского нагорья состав наиболее близкий к таковому для мантийного источника, а также тот факт, что суммарный объем минералов “ксеногенного” парагенезиса в изученных дацитах не превышает 1–2%, позволяют прийти к заключению о том, что масштабы коровой ассимиляции были весьма умеренными. Отметим, что все минералы “ксеногенного” парагенезиса имеют высокую температуру плавления ($>1400^\circ\text{C}$), что при температуре магмы в очаге $\sim 1130^\circ\text{C}$ (согласно выполненным нами расчетам; см. выше), объясняет их неполное растворение после попадания в расплав и сохранность в твердом состоянии вплоть до момента излияния лавы на земную поверхность.

Петрологическая модель образования осумилитсодержащих дацитов Кельского нагорья

Полученные нами петролого-геохимические данные позволяют предложить петрогенетическую модель формирования магматических расплавов, из которых около 200 тыс. лет назад после их излияния на земную поверхность образовались осумилитсодержащие дациты вулкана Кордиеритовый. Как показано выше, этот процесс протекал в течение нескольких стадий (табл. 5), на каждой

из которых в магме кристаллизовались различные минеральные фазы.

Наблюдаемые в спектрах распределения микроэлементов (рис. 5б) для наиболее примитивных вулканических образований Кельского нагорья, андезибазальтов Гудаури-Млетского потока, отрицательные аномалии по Ti, P, Nb и Ta при положительных по концентрациям щелочей, Th, U и Pb, а также изотопный состав этих пород свидетельствуют в пользу того, что источником магматических расплавов под регионом, скорее всего, являлась метасоматизированная субконтинентальная литосферная мантия. Как показали наши расчеты (см. выше), магмогенерация происходила в ее верхних слоях, вблизи границы Мохо, в очаге с глубиной залегания 50–55 км. Вероятно, наблюдаемое изменение (обогащение) состава литосферной мантии на этих уровнях произошло вследствие ее перманентного взаимодействия в альпийскую эпоху (на постколлизиионном этапе развития региона) с метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями субдукционно-аккреционного комплекса, слагающими земную кору в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа. Интересен тот факт, что, несмотря на метасоматические преобразования мантийного резервуара, генерируемые им расплавы были практически “сухими”, что следует из состава наблюдаемых в изученных лавах, кристаллизовавшихся на разных стадиях эволюции минеральных парагенезисов вулканического происхождения.

Результаты изучения химического состава андезибазальтов Гудаури-Млетского потока (с учетом отсутствия на Кельском нагорье более основных разностей вулканитов) показывают, что кристаллизационная дифференциация выплавляющихся из мантийного источника магм началась еще в глубинном очаге с фракционированием из расплава с осаждением в кумулус оливина и хромшпинелидов, вследствие чего состав последних изменился от базальтового до андезибазальтового и далее – андезитового. В случае вулкана Сакохе, активного в тот же период времени и расположенного в 10 км к востоку от вулкана Кордиеритовый, его андезибазальтовые, а затем андезитовые расплавы поднимались к поверхности без заметного взаимодействия с вмещающими коровыми образованиями, вероятно, вследствие того, что этот аппарат приурочен к зоне крупного Гудаурского разлома (Mosar et al., 2022) (рис. 1), который выступил в роли магмоподводящего канала и обеспечил быстрый подъем магмы к поверхности. Напротив, в случае вулкана Кордиеритовый сформировавшиеся в том же глубинном очаге высокодифференцированные андезитовые расплавы в процессе своего подъема к поверхности, скорее всего, были вынуждены заново проложить себе путь, что привело к активной

ассимиляции ими вещества вмещающих коровых образований.

Подъем очень “сухих” перегретых андезитовых расплавов к поверхности, вероятно, начался из глубинного очага при $\sim 1200^\circ\text{C}$ и 17–23 кбар. Проведенные нами исследования позволяют предположить, что нижнекоровые образования непосредственно под вулканом Кордиеритовый представлены толщей лейкократовых гранулитов; поднимающиеся магмы начали взаимодействовать и ассимилировать материал этих метаморфических образований. Очевидно, что большая часть поглощенного расплавом материала растворилась в нем; однако, некоторые высокотемпературные минеральные фазы вследствие формирования вокруг их зерен реакционных кайм сохранились в небольшом объеме. В результате в изученных андезитах–дацитах мы наблюдаем присутствие ксеногенной, метаморфогенной по своему происхождению и характерной для гранулитов ассоциации минералов (сапфир, герцинит, гранат, бронзит с каплевидной вкрапленностью пирротина, ильменит, паргасит; табл. 5).

Ассимиляция магмой вещества гранулитов, несмотря на ее ограниченный по объемам масштаб, кардинально изменила геохимические свойства расплава и в дальнейшем определила экзотический минеральный состав изверженных вулканом Кордиеритовый лав. В процессе подъема к поверхности при снижении температуры магмы до 1130°C в ней началось формирование раннемагматической ассоциации минералов (*Grt-2*, *Opx-2*, *Spl-2*, *Ilm-2*, *Amp-2*; табл. 5), которое одновременно сопровождалось фракционированием в промежуточных камерах растущих кристаллов тяжелых фаз – граната, ортопироксена и ильменита (с наблюдаемым обеднением расплава Ti и тяжелыми РЗЭ; рис. 5б).

В промежуточных магматических камерах на глубинах 40–30 км при 13–9 кбар и понизившейся температуре $1030\text{--}920^\circ\text{C}$ в расплаве, состав которого в результате продолжающейся дифференциации стал отвечать уже дацитам, начала кристаллизоваться позднемагматическая ассоциация минералов, состоящая из *Grt-3*, *Pl-1*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Zrc* (табл. 5). В процессе последующего быстрого подъема и излияния лав на земную поверхность при $870\text{--}950^\circ\text{C}$ продолжали кристаллизоваться те же минералы; кроме того, в формирующейся основной массе вулканитов появились и вновь образованные фазы, такие как магнетит, апатит, тридимит и флогопит. В результате на раннем этапе активности вулкана Кордиеритовый сформировались осумилитсодержащие дациты, представленные розовой (обр. KE-81) и серо-розовой (обр. KE-81A) разновидностями. Очевидно, что окраска этих пород определяется преобладающей формой нахождения железа в его оксидах в матрице лав: в розовых дацитах большая часть магнетита в матрице была

превращена в гематит (табл. 5). Серо-розовые дациты, вероятно слагающие внутреннюю часть вулкана, подверглись автометаморфическим преобразованиям в меньшей степени.

Полученные данные свидетельствуют от том, что серые андезиты–дациты (обр. KE-80 и KE-90) вулкана Кордиеритовый, которые не содержат в своем минеральном составе осумилит, скорее всего, образовались на завершающей стадии эндогенной активности этого вулкана, в течение которой повторные порции поднимающегося с глубины андезитового расплава двигались по уже существующему магматическому каналу и не вступали в масштабное взаимодействие с вмещающими породами на нижнекоровых уровнях. Они содержат очень ограниченное по объему количество минеральных фаз из “ксеногенного” парагенезиса (гранат, ортопироксен, шпинель) и по многим своим геохимическим характеристикам довольно близки андезитам вулкана Сакохе, в петрогенезисе которых коровая ассимиляция не играла заметной роли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное петролого-геохимическое и минералогическое изучение позднеплейстоценовых лав вулкана Кордиеритовый на Большом Кавказе позволило определить физико-химические условия, существовавшие на разных стадиях эволюции магматической системы этого вулкана, которые обусловили образование экзотических по составу, крайне редко встречающихся пород – осумилитсодержащих дацитов. На данной основе нами предложена петрогенетическая модель, описывающая один из возможных вариантов образования изверженных пород (реализованный в случае вулкана Кордиеритовый), в составе которых можно ожидать появление осумилита чисто магматогенного происхождения.

Среди базовых физико-химических условий, при наличии которых может быть реализована предложенная модель, отметим следующие. (1) Материнский магматический расплав должен быть средним или кислым по составу (случаи появления осумилита магматогенного происхождения в основных лавах неизвестны; этот минерал встречается в базальтах только в составе метаморфизованных ксенолитов), при этом высокотемпературным (не менее 900°C , желателен выше) и безводным. Несоблюдение этих условий автоматически исключает появление осумилита в образующихся лавах. (2) В магматический расплав при его подъеме к поверхности должно быть добавлено некоторое количество корового материала с высоким содержанием глинозема, при этом такое, чтобы его температура в результате не упала ниже $1000\text{--}900^\circ\text{C}$ и в нем не появилась вода. Ранее, для высококальциевых осумилитсодержащих лампроитов из даек

в южной части Перу была предложена модель их образования (Carlier et al., 1994), согласно которой материнские магмы основного–среднего состава смешивались в промежуточных камерах с высокоглиноземистыми гранитными расплавами корового происхождения. В результате этого смешения формировались гибридные, средние по составу магмы, при кристаллизации которых в составе лав появился осумилит. В нашем случае для вулкана Кордиеритовой ситуация в общих чертах является похожей, но есть и принципиальные отличия: в качестве высокоглиноземистого корового материала на Кельском нагорье выступили гранулиты нижней коры, а механизм появления расплава, по своим геохимическим характеристикам потенциально пригодного для кристаллизации в нем осумилита, предполагает участие не процессов смешения, а именно ассимиляции твердого вещества.

Еще одним важным итогом настоящей работы является проведенное обобщение опубликованных данных о химическом составе магнезиальных и железистых осумилитов, образовавшихся в широком спектре пород и имеющих различное происхождение (метаморфогенное, магматогенное, пирометаморфогенное). Нами наглядно показано (рис. 12), что, несмотря на существование единого изоморфного ряда составов между осумилитом-(Fe) и осумилитом-(Mg), выделения этих минералов магматогенного и метаморфогенного происхождения достаточно четко разделяются по соотношению $Mg/(Mg + Fe + Mn)$ (метаморфогенные осумилиты практически во всех случаях представлены высокомагнезиальными разновидностями), что позволяет использовать для определения его генезиса диаграмму $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$, ранее предложенную в работе (Balassone et al., 2008) исключительно в качестве классификационной.

В заключение отметим, что полученные нами новые данные в дальнейшем могут быть использованы как в области минералогии, для уточнения номенклатуры осумилита и его разновидностей, так и в петролого-геохимических исследованиях при разработке генетических моделей для осумилитосодержащих магматических пород в разных регионах Земли, где они уже известны к настоящему времени или будут обнаружены в будущем.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН № FMMN-2021-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова Н.Г., Тронева Н.В., Заборовская Н.Б. и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР // Докл. АН СССР. Т. 250. № 3. 1980. С. 690–693.

Дзоценидзе Н.М. Тематический отчет: “Геологическое изучение лавовых накоплений Кельского района Большого Кавказа”. Тбилиси: КИМС, 1965. 200 с.

Левинсон—Лессинг Ф.Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. М.-Л.: Изд. Политехнического ин-та, 1913. Т. 20. 134 с.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т. Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 29–45.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. и др. Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным К-Аг изотопного датирования // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 3. С. 378–383.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т. Геохронология извержений четвертичных вулканов района Крестовского перевала (Казбекская неовулканическая область, Большой Кавказ) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 2. С. 1–6.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Сахно В.Г. Потенциальная вулканическая опасность на Кельском нагорье (Большой Кавказ) // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 4. С. 520–525.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В., Якушев А.И. Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья // Геохимия. 2011. № 11. С. 1189–1215.

Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В. Возраст и источники вещества золото-сульфидной минерализации Танадонского месторождения (Республика Северная Осетия – Алания, Большой Кавказ) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.

Леонов М.Г. Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 231–250.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.

Минералы: Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров // Справочник. Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1981. Т. 3. Вып. 2. 614 с.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К., Бабушкина М.С. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.

Парфенов А.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. Петролого-геохимические характеристики лав, источники и эволюция магматических расплавов

Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 658–689.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 220 с.

Сокол Е.В. Новый генетический тип проявлений осумилита // Зап. ВМО. 1997. № 4. Ч. 126. С. 43–53.

Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим методам поиска полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335с.

Станкевич Е.К. Осумилит из вулканических пород Кавказа // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 60–64.

Схиртладзе Н.Н. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1958. 368 с.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хесами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.

Тутберидзе Б.Д. Геология и петрология альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента. Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 2004. 340 с.

Устиев Е.К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе // Тр. Петрографического ин-та. 1934. Вып. 6. С. 159–164.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремينا А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.

Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.

Arima M., Gover C.F. Osumilite-bearing granulites in the Eastern Grenville Province, Eastern Labrador, Canada: mineral parageneses and metamorphic conditions // J. Petrol. 1991. V. 32. Part 1. P. 29–61.

Armbruster T., Oberhansli R. Crystal chemistry of double-ring silicates: Structural, chemical, and optical variation in osumilites // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 585–594.

Ballasone G., Rossi M., Mormone A. Crystal chemical and structural characterization of an Mg-rich osumilite from Vesuvius volcano (Italy) // Eur. J. Mineral. 2008. № 20. P. 713–720.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.

Berg J., Wheeler E.P. Osumilite of deep-seated origin in the contact aureole of the anorthositic Nain complex, Labrador // Amer. Mineral. 1976. V. 61. P. 20–37.

Bewick S. Deciphering tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism: PhD thesis. The Open University of London, United Kingdom, 2016. 261 p.

Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. P. 183–192.

Carlier G., Lorand J.P., Kienast J.R. Magmatic osumilite in an ultrapotassic dyke, southern Peru: first occurrence // Eur. J. Mineral. 1994. V. 6. № 5. P. 657–665.

Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K. et al. Osumilite-(Mg): validation as a mineral species and new data // Geol. Ore Deposits. 2013. V. 55. № 7. P. 587–593.

Chinner G.A., Dixon P.D. Irish osumilite // Mineral. Mag. 1973. V. 35. P. 189–192.

Costin G., Barker D.C. Lunar Sample 15421,67: enigmatic magnesio-hornblende monocystal hosting almandine, omphacite, quartz, epidote, osumilite-Mg, and Al_2SiO_5 // 52nd Lunar and Planetary Science Conference. 2021 (LPI Contrib. № 2548). P. 2267.

Dale J., Holland T.J.B. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure of high pressure rocks from the Adula nappe, central Alps // Metamorph. Geol. 2003. V. 21. № 8. P. 813–829.

Goldman D.S., Rossman G.R. The site distribution of iron and anomalous biaxiality in osumilite // Amer. Mineral. 1978. V. 63. P. 490–498.

Grew E.S. Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies // Amer. Mineral. 1982. V. 67. P. 762–787.

Harley S.L., Green D.H. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites // Nature. 1982. V. 300. P.697–701.

Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ // J. Petrol. 1984. V. 25. № 3. P. 665–696.

Heimann A., Spry P.G. Zincian spinel associated with metamorphosed Proterozoic base-metal sulfide occurrences, Colorado: a re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration // Canad. Mineral. 2005. V. 43. P. 601–622.

- Hensen B.J.* The stability of osumilite in high grade metamorphic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 64. P. 197–204.
- Holder R.M., Hacker B.R., Horton F., Rakotondrazafy A.F.M.* Ultrahigh-temperature osumilite gneisses in southern Madagascar record combined heat advection and high rates of radiogenic heat production in a long-lived high-*T* orogen // *Metamorph. Geol.* 2018. V. 36. № 7. P. 855–880.
- Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // *Canad. J. Earth. Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Kuniaki K., Matsumoto T., Imamura M.* Structural change of orthorhombic-I tridymite with temperature: a study based on second-order thermal-vibrational parameters // *Zeitschrift für Kristallographie.* 1986. V. 177. № 1–2. P. 27–38.
- Martin A.M., Medard M., Devouard B. et al.* Fayalite oxidation processes in Obsidian Cliffs rhyolite flow, Oregon // *Amer. Mineral.* 2015. V. 100. P. 1153–1164.
- Middlemost E.A.K.* The basalt clan // *Earth Sci. Rev.* 1975. V. 11. P. 337–364.
- Miyashiro A.* Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure // *Amer. Mineral.* 1956. V. 41. P. 104–116.
- Mosar J., Mauvilly J., Koiava K. et al.* Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia – Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt // *Marine and Petroleum Geology.* 2022. V. 140. P. 1–14.
- Nimis P., Grutter H.* Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 411–427.
- Nowicki T.E., Frimmel H.E., Waters D.J.* The occurrence of osumilite in pelitic granulites of the Namaqualand metamorphic complex, South Africa // *South Africa J. Geol.* 1995. V. 98. P. 191–201.
- Olesch M., Seifert F.* The restricted stability of osumilite under hydrous conditions in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 362–367.
- Olsen E., Bunch T.E.* Compositions of natural osumilite // *Amer. Mineral.* 1970. V. 55. P. 875–879.
- Parodi G.C., Ventura G.D., Lorand J.-P.* Mineralogy and petrology of an unusual osumilite + vanadium-rich pseudobrookite assemblage in an ejectum from the Vico Volcanic Complex (Latium, Italy) // *Amer. Mineral.* 1989. V. 74. P. 1278–1284.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
- Pleuger J., Podladchikov J.Y.* A purely structural restoration of the NFP20-East cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (Central Alps) // *Tectonics.* 2014. V. 33. № 5. P. 656–685.
- Schreyer W., Hentschel G., Abraham K.* Osumilith in der eifel und die verwendung dieses minerals als petrogenetischer indikator // *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen.* 1983. 31. P. 215–234.
- Seryotkin Y., Sokol E., Bakakin V. et al.* Pyrometamorphic osumilite: occurrence, paragenesis, and crystal structure as compared to cordierite // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 191–198.
- Shand S.J.* *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley and Sons, 1943. 444 p.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Special Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Topuz G., Ahherr R., Kalt A. et al.* Aluminous granulites from the Pulyr complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization // *Lithos.* 2004. V. 72. P. 183–207.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Yavuz F., Yavuz V.* WinSpingc, a Windows program for spinel supergroup minerals // *J. Geosci.* 2023. V. 68. P. 95–110.

Osumilite-Bearing Lavas of the Keli Highlands (Greater Caucasus): Petrological and Geochemical Characteristics, Mineral Composition and Conditions of Magmatic Melts Formation

E. N. Kaigorodova¹, *, V. A. Lebedev¹, P. M. Kartashov¹, E. V. Kovalchuk¹, A. V. Chugaev¹

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Comprehensive petrological, geochemical and mineralogical studies of osumilite-bearing andesite-dacitic lavas of the volcano Kordieritoviy (Keli Highland, Greater Caucasus), erupted at the end of the Pleistocene (about 200 Ka), were carried out. The results of petrographic study of thin sections and microprobe analysis showed that the rocks contain three paragenetic mineral associations: (1) “xenogenic” (metamorphogenic) – garnet ($X_{Prp} = 0.42$, $X_{Alm} = 0.51–0.53$, $X_{Grs} = 0.04–0.05$) + hercynite + sapphire + bronzite + pargasite + ilmenite; (2) early magmatic – hypersthene + hercynite + garnet ($X_{Prp} = 0.21–0.31$, $X_{Alm} = 0.52–0.71$, $X_{Grs} = 0.04–0.13$) + ferro-kersutite + ilmenite; (3) late magmatic – hypersthene-ferrohypersthene + labradorite + garnet ($X_{Prp} = 0.04–0.14$, $X_{Alm} = 0.65–0.81$, $X_{Grs} = 0.06–0.18$) + osumilite-(Mg) + phlogopite + tridymite + ilmenite + apatite. Osumilite-(Mg) (phenocrysts, xenomorphic aggregates in the rock matrix and crystals in miarolitic cavities), the average formula of which for dacites of the Kordieritoviy volcano can be written as $(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$, formed mainly at late magmatic stages – in intermediate chambers immediately before the rise of the melt to the surface or after its eruption. Accordingly, this mineral in the studied lavas has purely magmatic origin. Thermobarometric calculations and petrological modeling showed that the deep magma chamber of the Kordieritoviy volcano was located at a level of 45–53 km from the surface in near the Moho boundary. The temperature of the melt at the early magmatic stage was no less than 1100°C at 17–23 kbar. Crystallization of osumilite-(Mg) in intermediate magmatic chambers (at depths of 30–40 km) and during the process of lava outpouring occurred at 1030–870°C and pressure progressively decreasing from 14–9 to 1 kbar. A petrogenetic model has been proposed to explain the reasons for the formation of exotic osumilite-containing lavas of the Kordieritoviy volcano. Its main provisions include: (1) enriched upper mantle source (lithospheric mantle metasomatized as a result of permanent interaction at the Moho boundary with the overlying lower crust composed of metamorphosed terrigenous-volcanogenic formations); (2) generation of “dry” basaltic magmas in the source; (3) crystallization differentiation in the source (fractionation of olivine and chrome spinels) with the formation of a “dry” superheated andesitic melt; (4) limited-scale assimilation by highly differentiated andesitic melts rising to the surface of the material of the lower crust, directly below the volcano, composed of leucocratic granulites, with simultaneous fractionation of garnet, orthopyroxene and ilmenite from the melt.

Keywords: Greater Caucasus, Keli Highland, Quaternary magmatism, dacites, osumilite-(Mg), ring silicates, milarite group, mineral composition, geothermobarometry, petrogenesis

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°/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 расплава 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

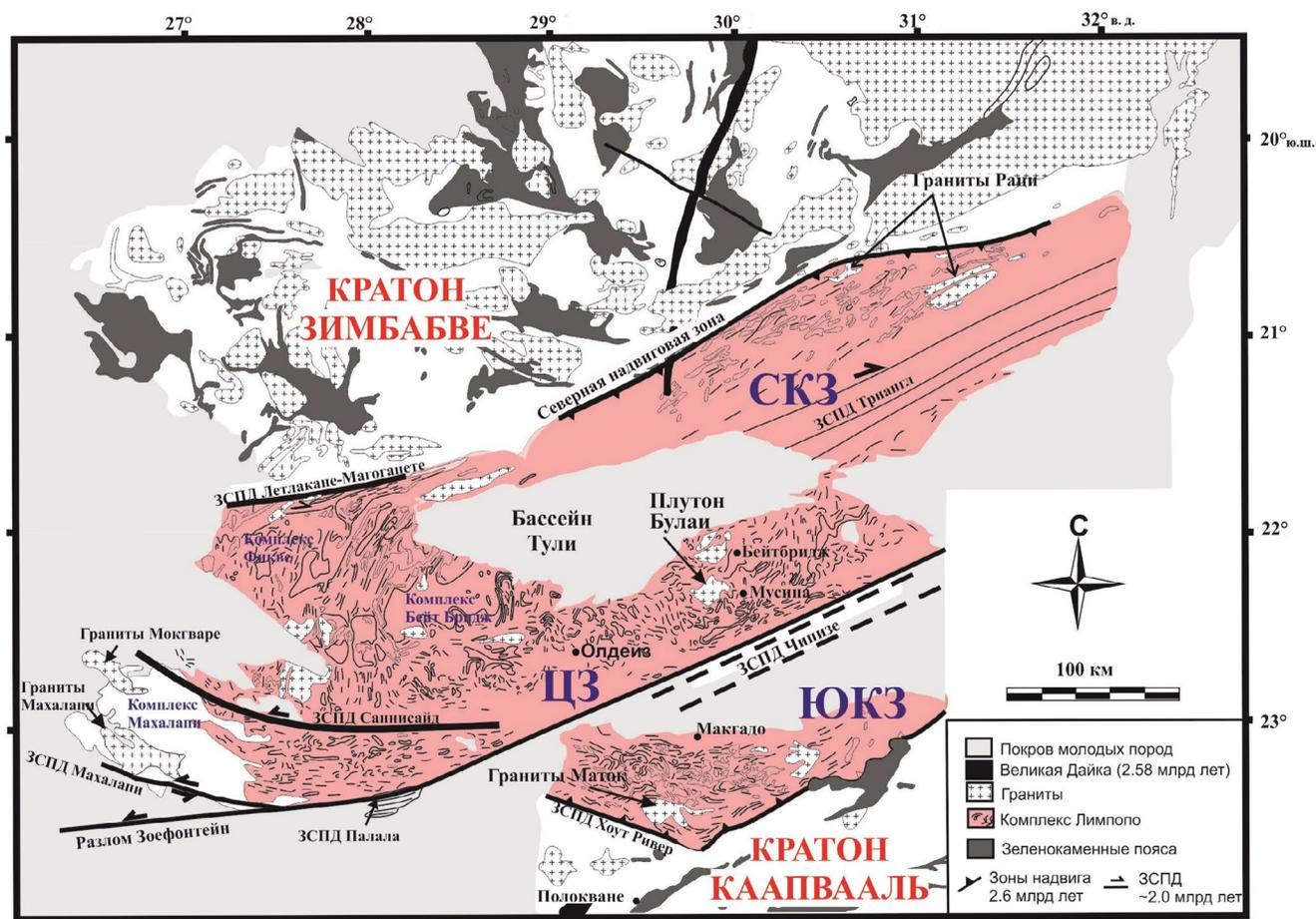


Рис. 1. Карта комплекса Лимпопо, расположенного между кратонами Каапвааль и Зимбабве (van Reenen et al., 2019). Карта демонстрирует подразделение комплекса на Северную краевую зону (СКЗ), Центральную зону (ЦЗ) и Южную краевую зону (ЮКЗ), региональные сдвиговые пластические деформации, отделяющие зоны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

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). Супракрустальный 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 глубинные уровни комплекса, чем ее западная часть (Smit et al., 2011).

Структурные данные указывают на тектонометаморфические 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.,

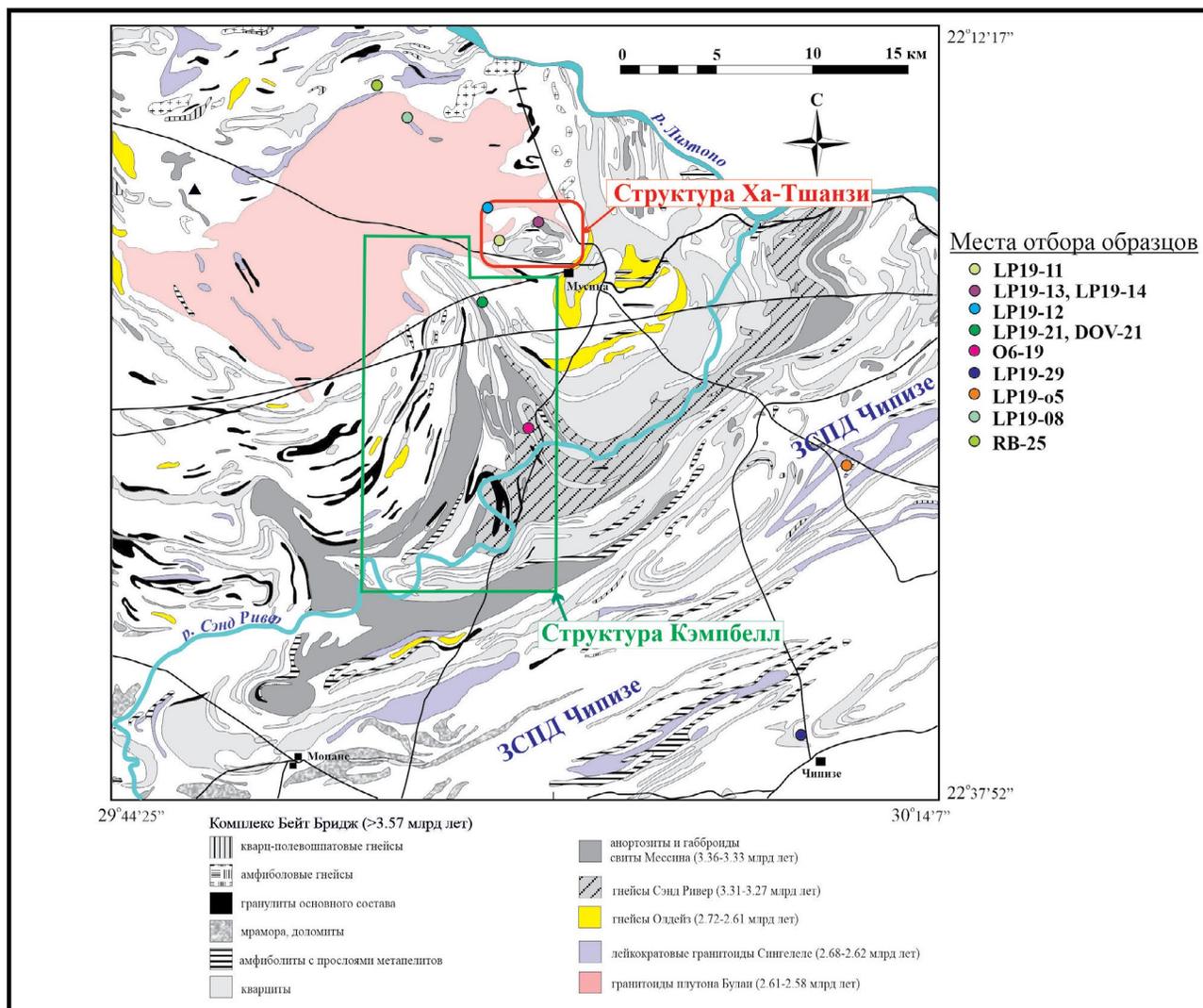


Рис. 2. Карта-схема, демонстрирующая детали геологической структуры восточной части Центральной зоны комплекса Лимпопо, с обозначением мест отбора изученных образцов (табл. 1) в пределах купольной структуры Ха-Тшанзи, поперечной складки Кэмпбелл, зоны деформации Чипизе и северного контакта плутона Булаи.

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

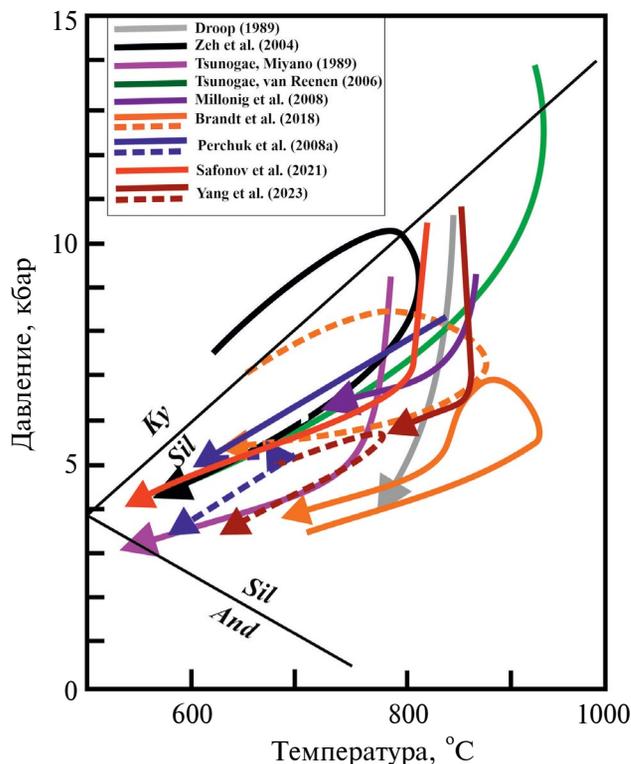


Рис. 3. Обобщение некоторых опубликованных P – T трендов метаморфической эволюции Центральной зоны комплекса Лимпопо. P – T тренды, нарисованные штриховыми линиями по данным (Perchuk et al., 2008a; Brandt et al., 2018; Yang et al., 2023), отвечают палеопротерозойским этапам метаморфизма.

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. Об-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_{H2O}* 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		
$M_{H_2O}^{**}$	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_{H_2O} – 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 метapelитов (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 метapelитов реакционные структуры – кордиеритовые каймы и короны вокруг зерен граната. Степень развития этих структур в разных образцах различна. Например, в обр. LP19-29 кордиеритовые

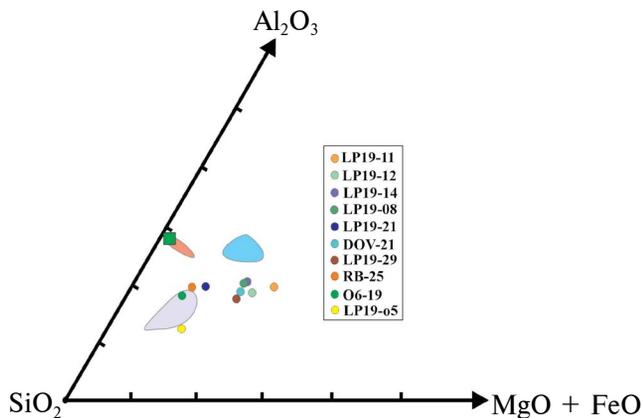


Рис. 4. Вариации валового состава изученных метапелитов в координатах SiO_2 – $(\text{MgO} + \text{FeO})$ – Al_2O_3 . Голубое и светло-фиолетовое поля обозначают составы высокоглиноземистых и низкоглиноземистых метапелитов ЦЗ соответственно (Boryta, Condie, 1990; Rajesh et al., 2018a), розовое поле – 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 порфиروبластов 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 порфиروبластов 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 порфиروبласты 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 порфиروبластов 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

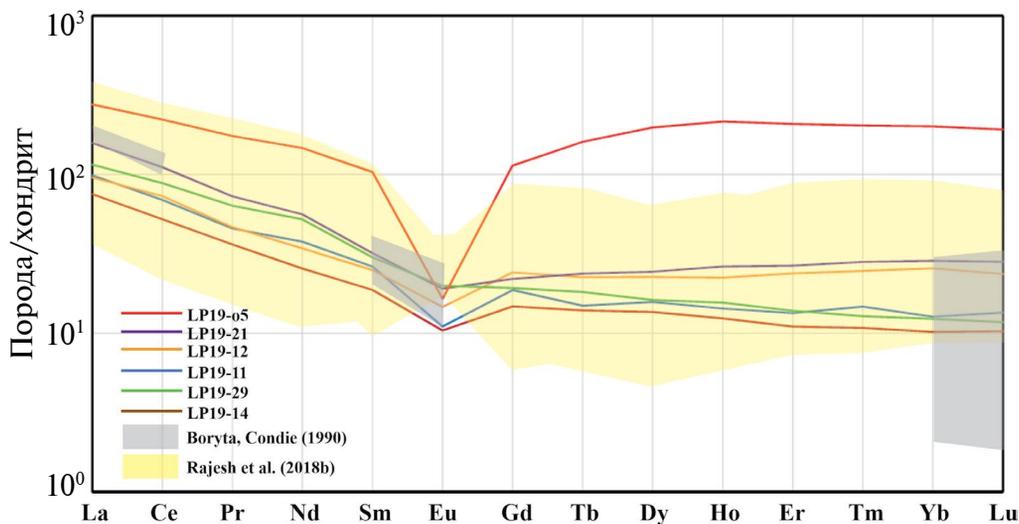
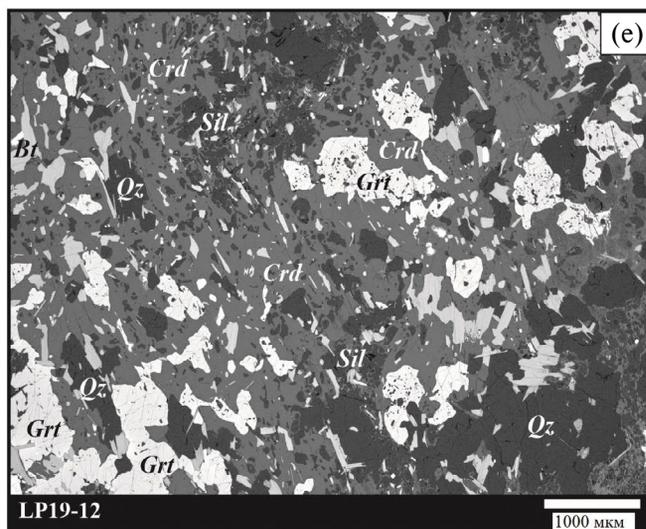
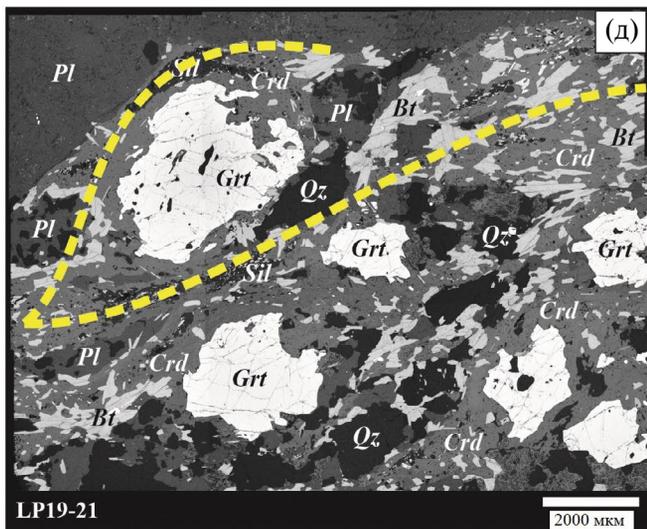
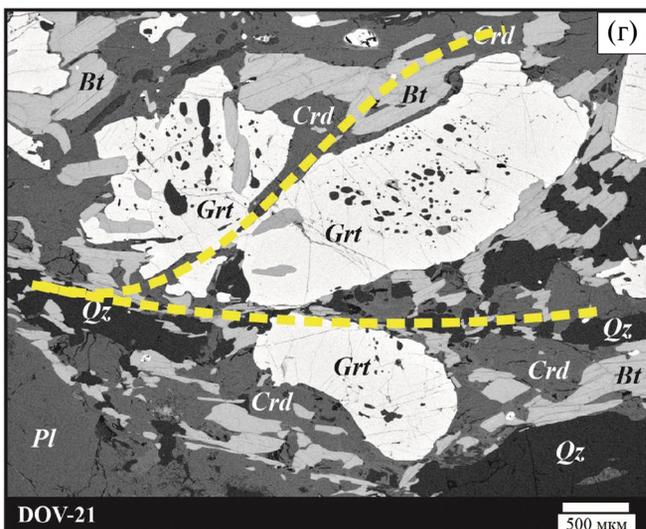
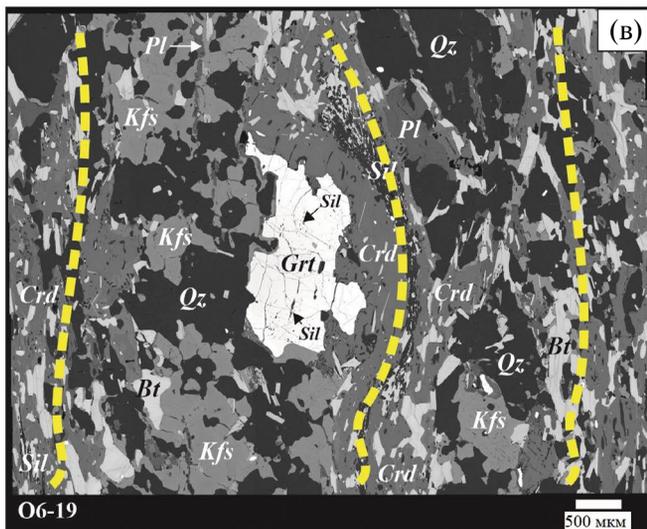
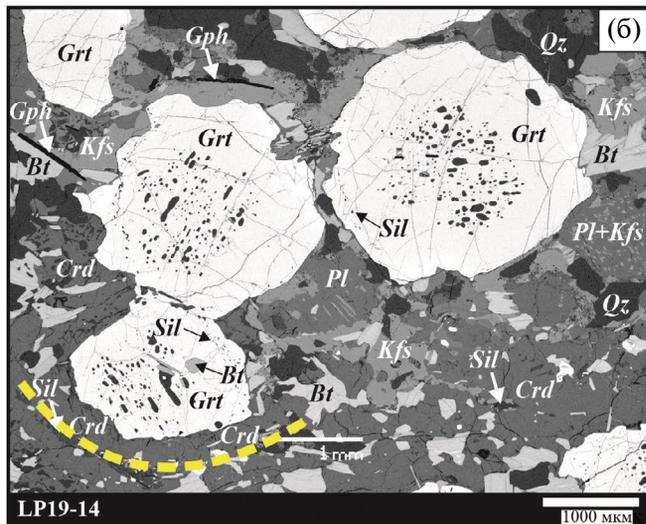
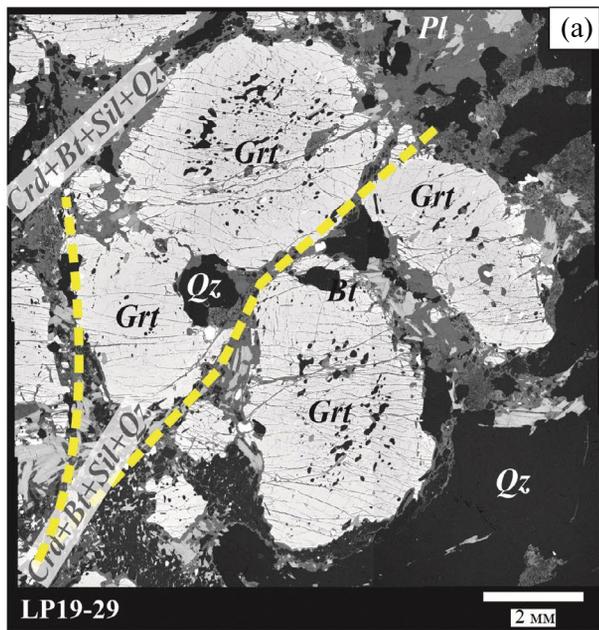


Рис. 5. Спектры REE (нормированные к CI хондриту; McDonough, Sun, 1995) некоторых из изученных образцов метапелитов ЦЗ. Серое поле – спектры REE высокоглиноземистых и низкоглиноземистых метапелитов ЦЗ (Boryta, Condie, 1990). Желтое поле – спектры REE лейкократовых гранитоидов Сингелеле (Rajesh et al.,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



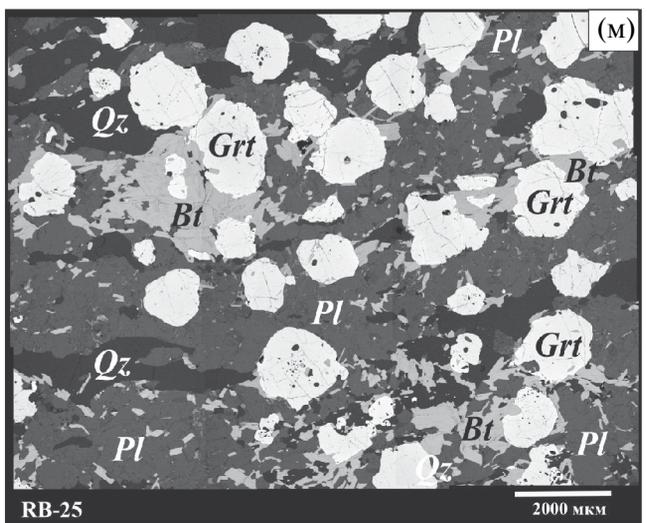
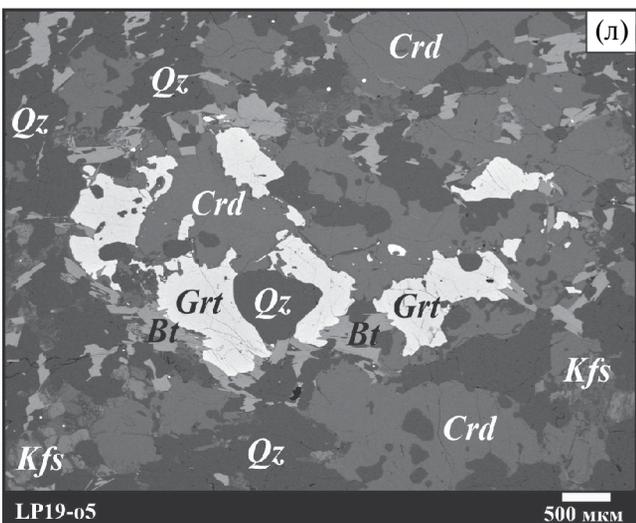
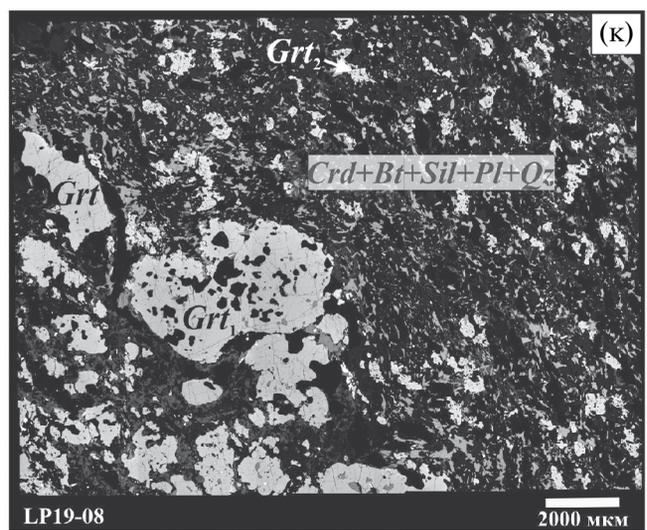
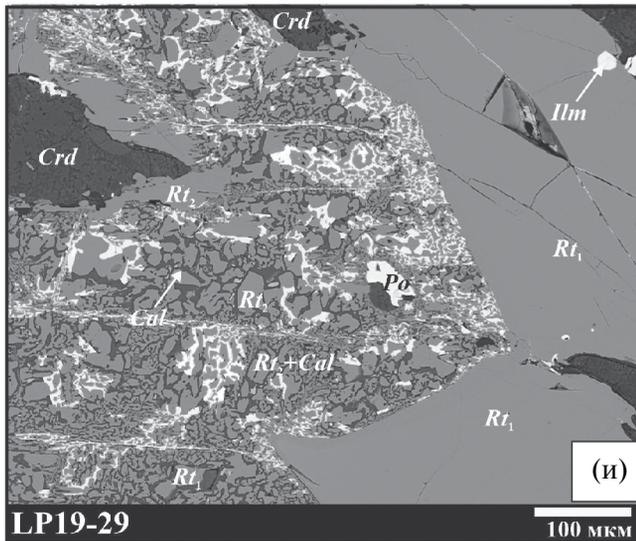
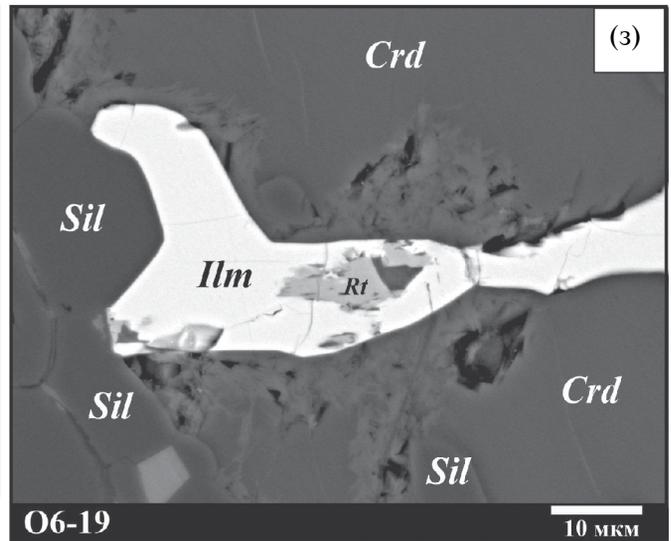
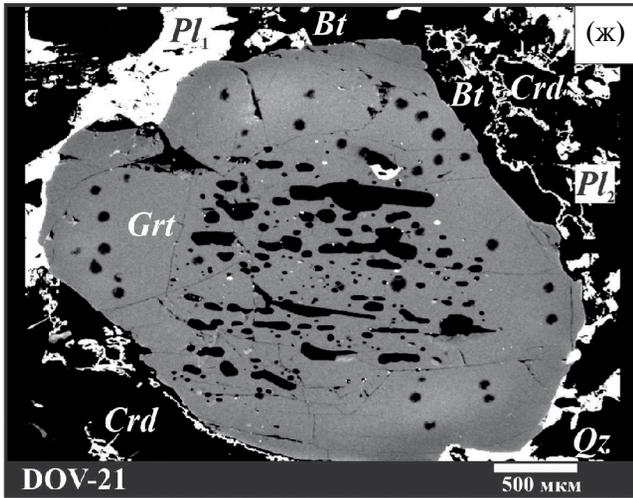


Рис. 6. Петрографические характеристики изученных образцов метапелитов.

(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 кордиеритсодержащих 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

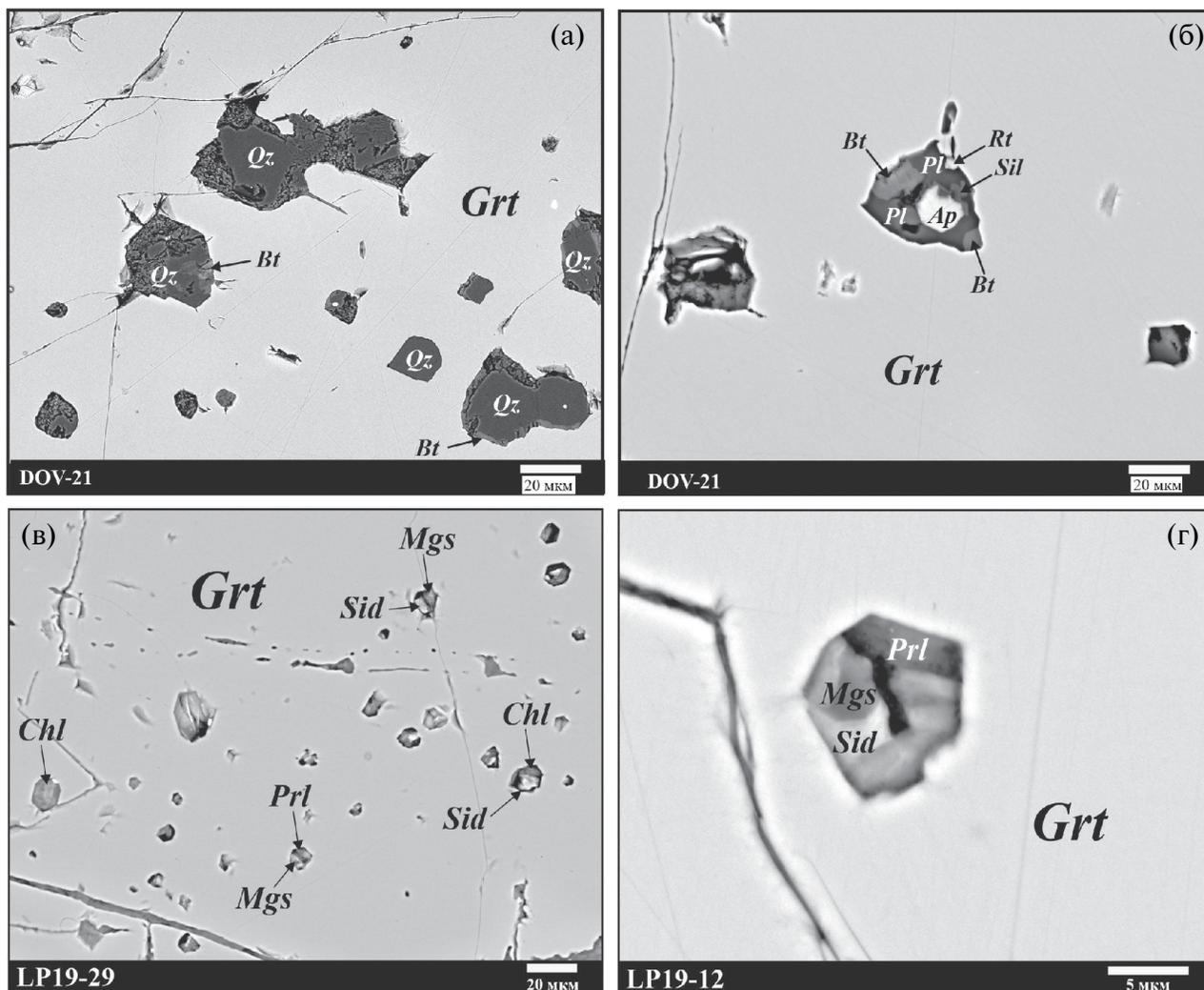


Рис. 7. Поликристаллические включения в гранате из изученных метапелитов.

(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 Ca 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 Ca. 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 Ca 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 Ca ($X_{\text{Ca}} = 0.034\text{--}0.038$), 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).

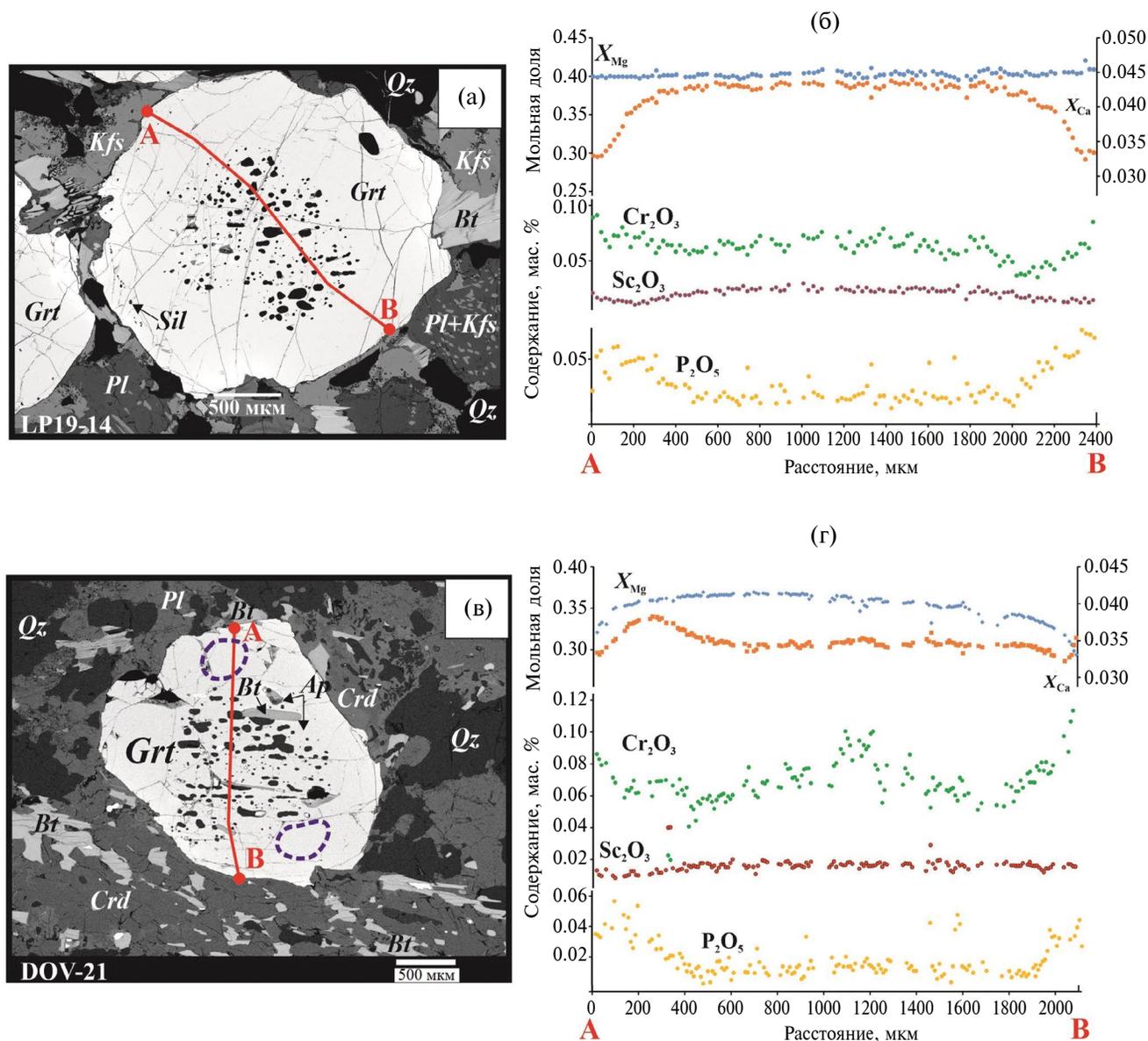


Рис. 8. Профили значений X_{Mg} и X_{Ca} и содержания Cr_2O_3 , Sc_2O_3 и P_2O_5 в зернах граната из образцов LP19-14 и DOV-21.

(а) Положение профиля в зерне граната, заключенного в кварц-полевоспатовую 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 отдельного взятого образца характеризуют ранние генерации граната. Зональность по X_{Ca} формировалась в ходе реакций, ведущих к снижению содержания

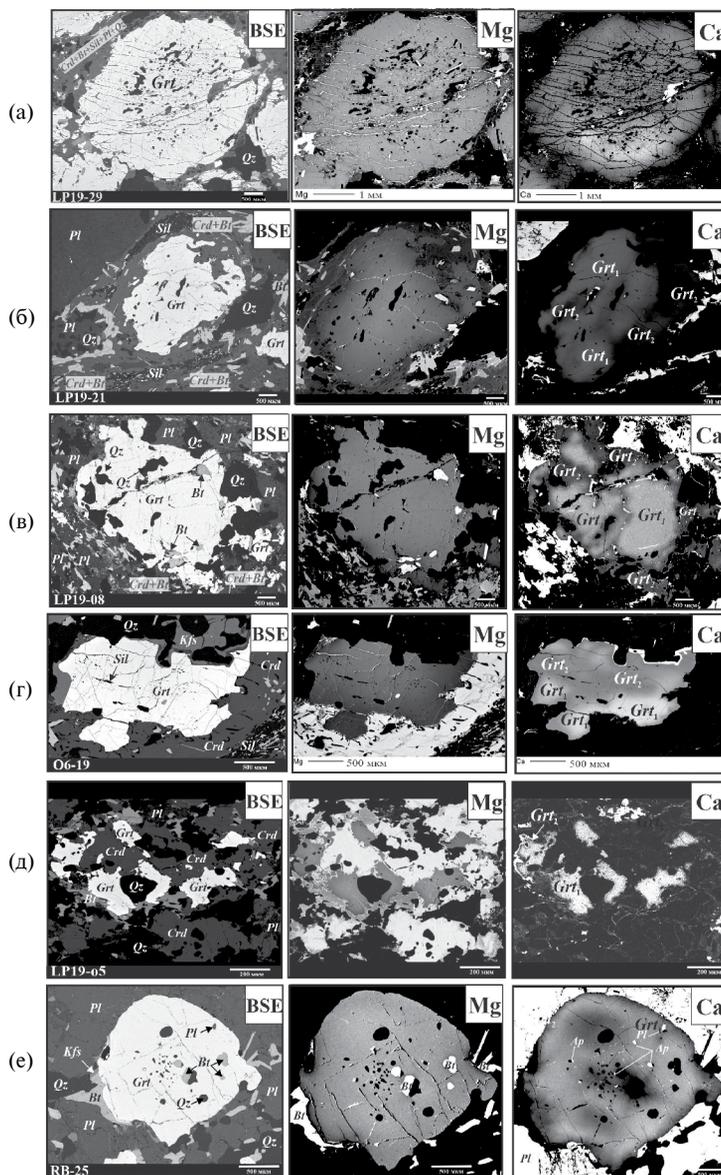


Рис. 9. Карты распределения Mg и Ca в порфиробластах граната из образцов LP19-29 (а), LP19-21 (б), LP19-08 (в), O6-19 (г), LP19-05 (д) и RB-25 (е).

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 метapelитов 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).

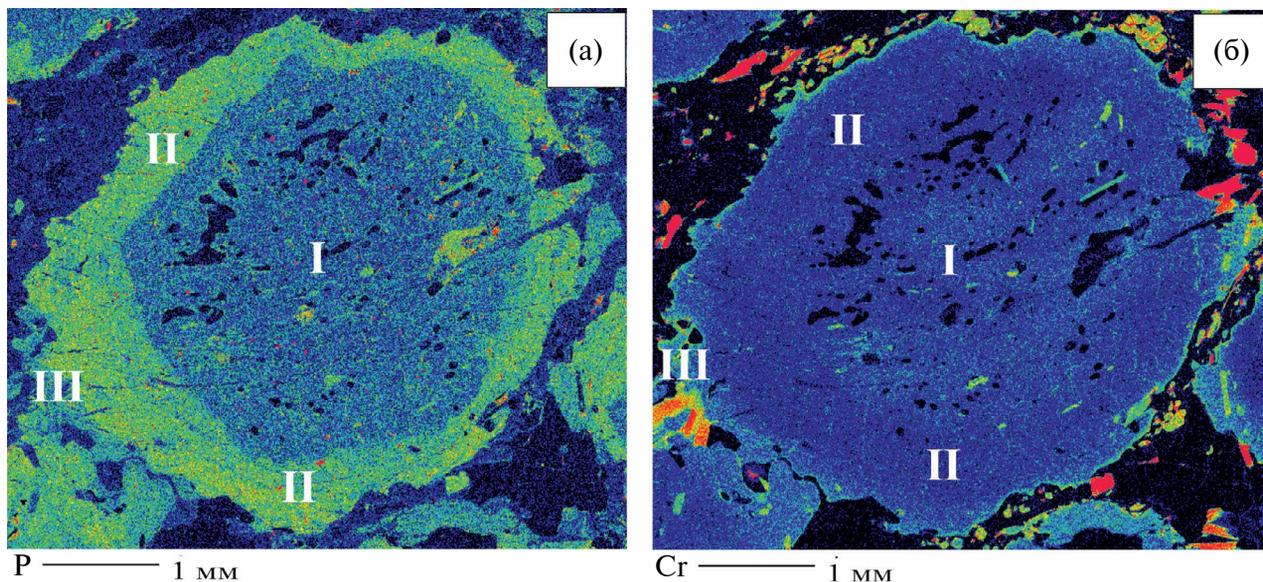


Рис. 10. Карты распределения Р (а) и Sr (б) в порфиробласте граната из обр. LP19-29. I–III – зоны в порфиробласте (см. текст).

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 CaO (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).

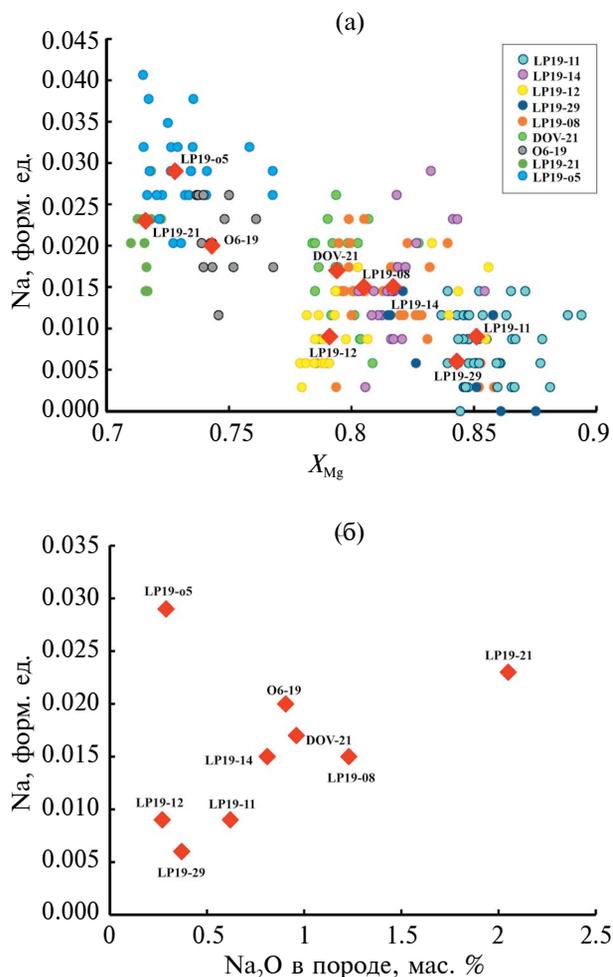


Рис. 11. Вариации состава кордиерита в изученных метапелитах ЦЗ. (а) Вариации X_{Mg} и содержания Na (форм. ед.) в кордиерите; красные ромбы обозначают средние значения для каждого образца. (б) Общая зависимость среднего содержания Na (форм. ед.) в кордиерите от содержания Na₂O в породах; отклоняется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

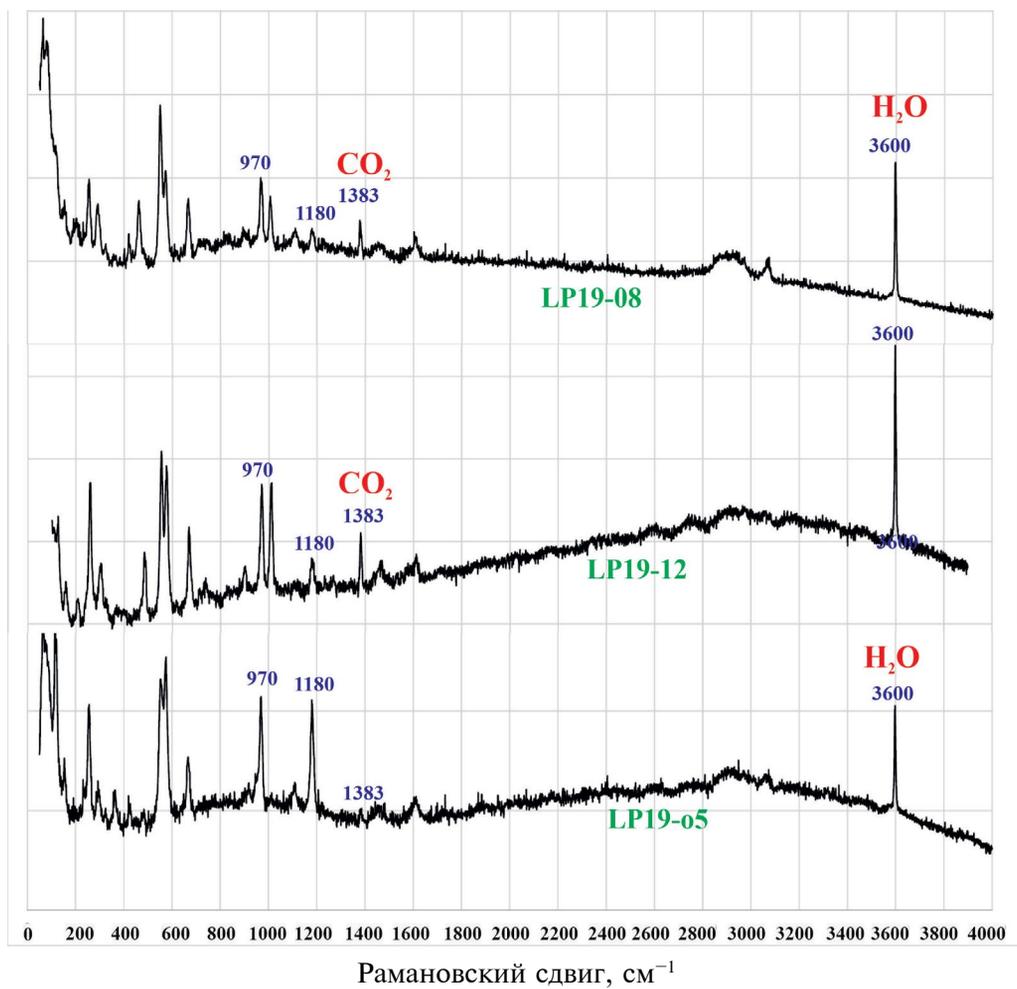


Рис. 12. Представительные КР-спектры кордиерита.

(а)

(б)

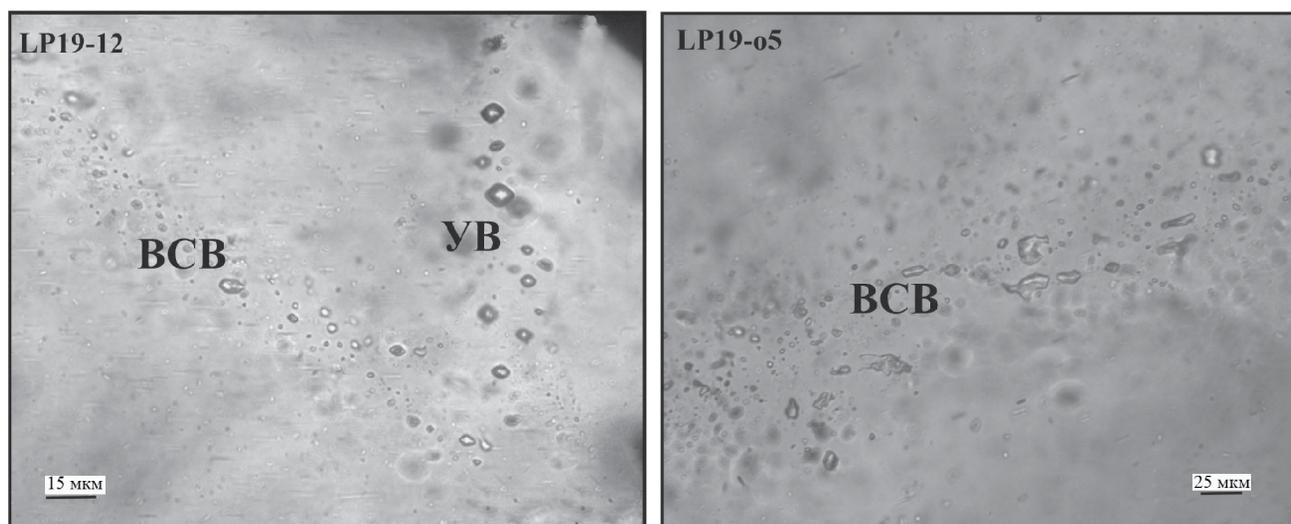


Рис. 13. Флюидные включения в кварце из метапелитов.

(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.

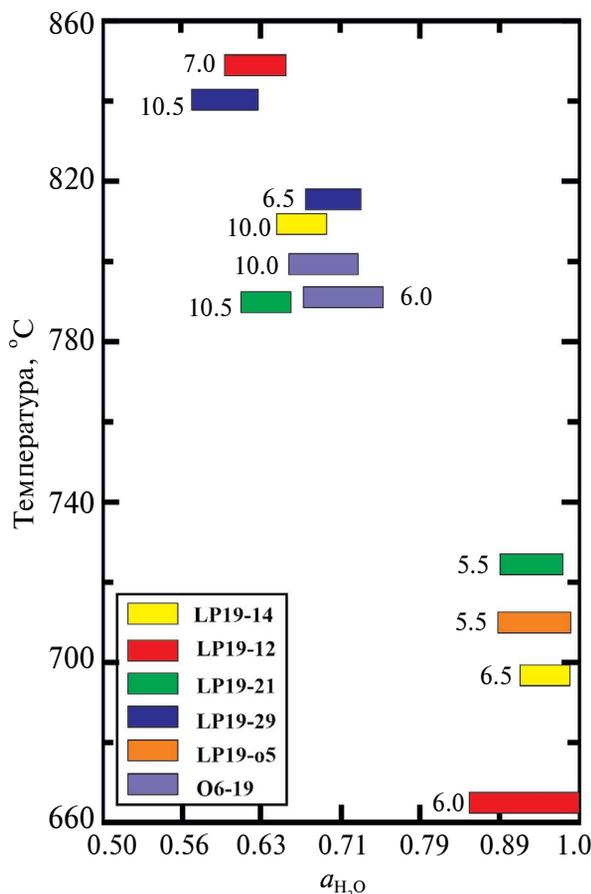


Рис. 14. Обобщение данных по активности воды для образцов LP19-14, LP19-12, LP19-21, O6-19 и LP19-05 (см. Supplementary 3, ESM_1–ESM_6) вдоль P – T трендов их метаморфической эволюции (см. Supplementary 2, ESM_1).

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

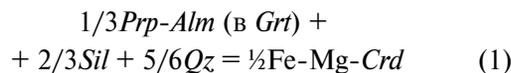
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщенный P – T тренд эволюции метапелитов ЦЗ

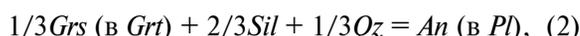
Моделирование минеральных парагенезисов пород из различных структурных позиций в пределах ЦЗ комплекса Лимпопо (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10) выявило среди них три группы, отличающиеся вариациями P – T параметров (рис. 15). Образцы первой группы (далее – группа НТ-НР), LP19-14, LP19-29, O6-19, LP19-21, 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. 6а–6е) за счет образования большего количества кордиерита по реакции:



– индикатора снижения давления (например, Aranovich, Podlesskii, 1989). Образование плагиоклаза совместно с кордиеритом в коронах (рис. 6ж) 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

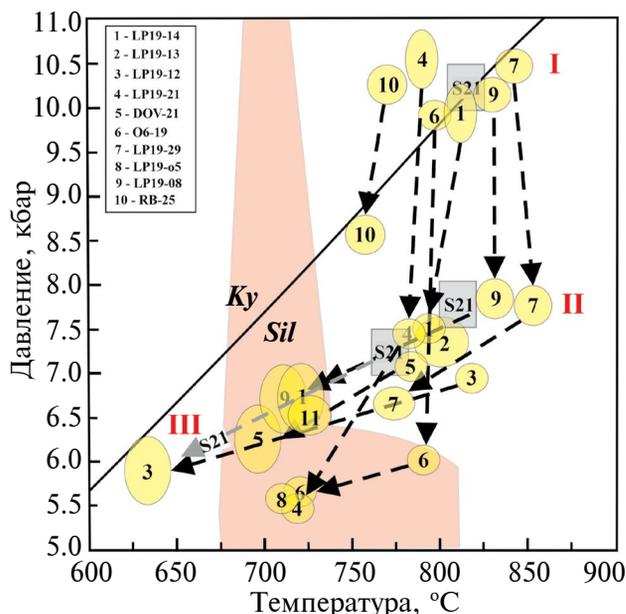


Рис. 15. Обобщение P – T трендов изученных образцов.

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).

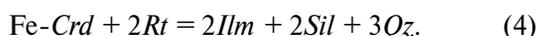
расплава (Trorper et al., 2018). Поэтому закономерные вариации содержания Na в кордиерите в метапелитах (рис. 11а, 11б) отражают температурные условия появления этого минерала в породах. Температурный интервал 770–820°C (табл. 3), рассчитанный по уравнению из работы (Trorper et al., 2018), согласуются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

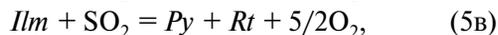
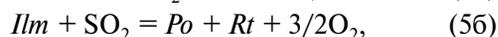
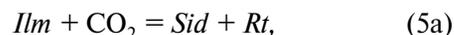
Флюидный режим вдоль P – T трендов

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:

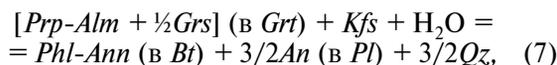
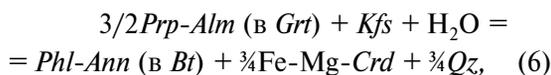


и их более сложным аналогам с участием силикатных минералов.

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

HT-HP (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 CO₂, 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 CO₂ кордиерит (табл. 3) как индикаторы воздействия CO₂-содержащего флюида, в этих образцах не обнаружены включения CO₂, 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 ± Pl* вдоль микрозон деформаций.

В обр. LP19-05 проявлено наиболее обширное замещение граната, калиевого полевого шпата и плагиоклаза ассоциацией *Crd + Bt + Qz ± 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 CO₂ (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 CO₂ 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 ± 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 CO₂ 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 H₂O, он обуславливает концентрирование CO₂ 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 CO₂ в кордиерите (табл. 3), выполняющем микрозоны деформаций в породах, и рутил-карбонат-сульфидные реакционные структуры (рис. 8г) указывают на то, что CO₂-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 Roever 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. 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 H₂O–CO₂–(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 polyminerals (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

УДК 552.32:552.23:551.72(571.5)

РОЛЬ ЛИКВАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ КАТУГИНСКОГО МАССИВА, АЛДАНСКИЙ ЩИТ

© 2024 г. Е. В. Толмачева^{а, *}, С. Д. Великославинский^а, А. Б. Котов^а, А. М. Ларин^а,
Е. В. Скляр^{б, с}, Д. П. Гладкочуб^б, Т. В. Донская^б,
Т. М. Сквитина^б, В. П. Ковач^а, О. Л. Галанкина^а

^аИнститут геологии и геохронологии РАН, Санкт-Петербург, Россия

^бИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

^сНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

*e-mail: helena-tolmacheva@yandex.ru

Поступила в редакцию 06.10.2023 г.

После доработки 03.11.2023 г.

Принята к публикации 18.11.2023 г.

Рассматривается процесс ликвации первоначального для Катугинского массива расплава на несмешивающиеся фторидно-солевой (“криолитовый”) и силикатный расплавы и его петрологические следствия. Приведены результаты детального исследования криолита и циркона. Показано, что ликвация является причиной массовой кристаллизации циркона и совместно с процессами последующей эволюции криолитового расплава способствует формированию крупных тел криолита. На основании термобарогеохимических исследований оценены температуры кристаллизации фторидно-солевого и силикатного расплавов и намечены пути их эволюции в процессе становления массива. Показано, что граниты Катугинского и Западно-Катугинского массивов, скорее всего, формировались из разных источников, отличавшихся в основном содержанием фтора. Кроме того, приведены результаты изучения химического состава трех выделенных в гранитах Катугинского массива генераций циркона.

Ключевые слова: Алданский щит, Катугинский массив, ликвация, криолит, циркон, термобарогеохимия, расплавные включения

DOI: 10.31857/S0869590324050044 EDN: ALKOJO

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойский Катугинский массив гранитов, расположенный в пределах Алданского щита Сибирского кратона, представляет собой крупное комплексное редкометальное (Ta-Nb-Y) циркон-пироксид-колумбит-криолитовое месторождение и поэтому привлекает внимание многих исследователей. Опубликовано большое число работ, посвященных Катугинскому массиву. В них дано представление о его внутреннем строении (Архангельская и др., 1993; Архангельская, 2004), убедительно доказана магматическая природа пород, в том числе и руд Катугинского месторождения (Котов и др., 2015, 2019; Скляр и др., 2016б; Донская и др., 2018 и др.). К настоящему времени получены данные о составе гранитов этого массива и определен их возраст (Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015, 2019). Однако многие вопросы их происхождения остаются открытыми. В частности,

практически не изучена роль ликвации первичного расплава на алюмосиликатную и фторидно-натриевую составляющие, хотя в общих чертах это явление рассматривалось в работе Е.В. Склярова с соавторами (Скляр и др., 2016а). До настоящего времени не определена природа криолита, который является одним из ведущих рудных компонентов Катугинского месторождения, не определено влияние ликвации на геохимические особенности гранитов Катугинского массива и не получены оценки температуры их кристаллизации. Настоящая работа посвящена восполнению этих пробелов, причем основной акцент делается на исследование процесса ликвации исходного расплава на алюмосиликатный и фторидно-солевой расплавы.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Катугинскому комплексу редкометальных гранитов (Государственная ..., 2004; Архангельская и

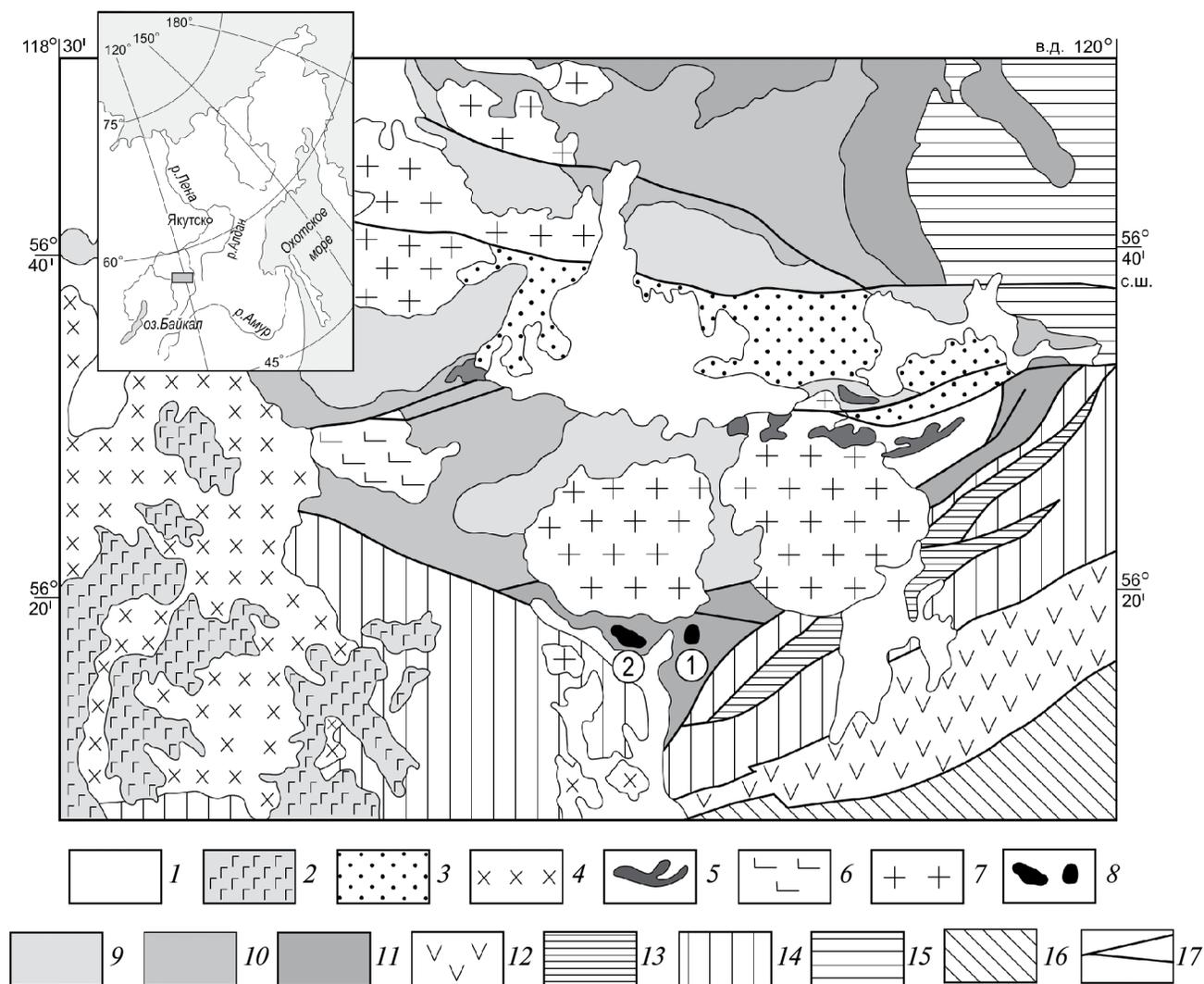


Рис. 1. Схематическая геологическая карта южной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита.

1 – четвертичные отложения; 2 – платобазальты (N₂–Q); 3 – вендские, кембрийские, ордовикские и юрские отложения нерасчлененные; 4 – граниты, гранодиориты, граносиениты и монцититы ингамакитского комплекса (PZ); 5 – габбро и долериты доросского комплекса (PR₁); 6 – расслоенные интрузии чинейского комплекса (PR₁); 7 – гранитоидные интрузии кодарского комплекса (PR₁); 8 – интрузии редкометальных гранитов (1 – Катугинский, 2 – Западно-Катугинский массивы) катугинского комплекса (PR₁); 9–11 – терригенные отложения удоканского комплекса (PR₁): 9 – кеменская серия, 10 – чинейская серия, 11 – кодарская серия; 12 – неоархейские анортозиты каларского комплекса; 13 – слабометаморфизованные толщи субганского комплекса; 14 – гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы каларской толщи (PR_?); 15 – мезоархейские тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 16 – метаморфические и магматические комплексы Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 17 – главные разрывные нарушения.

др., 1993, 2004) относят два небольших массива – собственно Катугинский, который представляет собой редкометальное месторождение, и Западно-Катугинский (рис. 1). Они расположены в южной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита вблизи Становой шовной зоны (рис. 1). По данным (Архангельская и др., 2004), контакт Катугинского и Западно-Катугинского массивов тектонический. Породы катугинского

комплекса практически не обнажены, и внутреннее строение массивов реконструировано (Архангельская и др., 2004) преимущественно по данным бурения. Вмещающими породами являются метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации биотит-роговообманковые гранитоиды куандинского комплекса (Государственная ..., 2004) с возрастом 2105 ± 6 млн лет (Котов и др., 20186) и палеопротерозойские метаморфизованные породы

кодарской серии удоканского комплекса. Непосредственный контакт гранитов Катугинского массива с вмещающими метаморфическими породами вскрыт только в одном обнажении (Склярков и др., 2016б). Он резкий, интрузивный с признаками ороговикования вмещающих пород. Западно-Катугинский массив сложен преимущественно среднезернистыми амфиболовыми и биотитовыми гранитами с рассеянной вкрапленностью редкометалльных минералов. Как правило, массив не включают в состав Катугинского циркон-пироксид-колумбит-криолитового месторождения. В Катугинском массиве преобладают неравномернозернистые, часто пегматоидные, эгириновые, рибекит-эгириновые и рибекитовые¹ граниты с более густой вкрапленностью и шлировидными скоплениями редкометалльных минералов, а биотитовые граниты присутствуют в подчиненном количестве (Архангельская и др., 2004; Донская и др., 2018 и др.).

Соотношения между гранитами разного минерального состава большей частью не установлены в связи с отсутствием достаточного количества представительных обнажений. Однако по ряду наблюдений (Склярков и др., 2016б), а также, судя по данным бурения, отмечается частое чередование линз и полос небольшой мощности гранитов разного минерального состава, часто с постепенными переходами между ними (Архангельская и др., 2004).

Возраст становления гранитов Катугинского массива (U-Pb метод по циркону, ID-TIMS) находится в интервале от 2055 ± 7 млн лет (Котов и др., 2015) до 2066 ± 6 млн лет (Ларин и др., 2002), а их высокотемпературные преобразования происходили дважды: на рубежах 1921 ± 5 и 1876 ± 7 млн лет (Котов и др., 2018а).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Петрографические наблюдения и изучение включений минералообразующих сред выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) с применением микроскопов Leica и Olimpus в проходящем и отраженном свете с увеличением до 1000 раз. Гомогенизация расплавных включений осуществлялась с помощью высокотемпературной термокамеры фирмы Leica. Химический состав глобул определен с помощью микрозондового анализа на растровом электронном микроскопе JEOLJSM-651OLA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Анализ флюидной фазы в цирконе выполнен с применением газового хроматографа Хром-5 (НИИ

¹В статье (Донская и др., 2018) выделены как рибекит-, так и арфведсонитовые граниты. Однако, принимая во внимание, что рибекит и арфведсонит являются членами единого изоморфного рибекит-арфведсонитового ряда (Коваленко и др., 1977), в настоящей работе граниты, содержащие щелочной амфибол, называются рибекитовыми.

Физической и органической химии Южного федерального университета, Ростов-на-Дону). Содержание микроэлементов в цирконе определялись на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН им. К.А. Валиева РАН (Ярославль) по стандартной методике. Диаметр анализируемого участка циркона составлял 20 мкм, средняя относительная ошибка измерений – 10–15%, средний порог обнаружения – 10 ppb.

ПРИЗНАКИ ЛИКВАЦИИ В ГРАНИТАХ КАТУГИНСКОГО МАССИВА

Наиболее известным примером ликвации является образование несмешивающихся сульфидных и силикатных расплавов в ходе кристаллизации расплавов основного-ультраосновного состава. Информация о проявлениях ликвации, которая сопровождается образованием алюмосиликатных и фторидно-солевых (фторидно-натриевых и фторидно-кальциевых) расплавов, появилась сравнительно недавно и, главным образом, касается несмесимости алюмосиликатных и фторидно-кальциевых расплавов. В этой связи следует упомянуть работы, в том числе и экспериментальные (Klemme, 2004; Перетяжко и др., 2007, 2020; Шекина и др., 2013; Candela, Piccoli, 1995; Veksler et al., 2005; Thomas et al., 2005; Котельникова, Котельников, 2008 и др.). Несмесимость алюмосиликатного и фторидно-натриевого расплавов характерна далеко не для всех массивов щелочных гранитов. Согласно данным (Шекина и др., 2013), к настоящему времени известно не менее 35 массивов с проявлением этого феномена. Главным признаком проявления такой несмесимости является присутствие многочисленных глобул, представленных агрегатом микрокристаллического (первые мкм) криолита, которые обнаружены в породообразующих минералах редкометалльных гранитов Катугинского массива.

Наиболее широко признаки ликвации проявлены в агпаитовых редкометалльных рибекитовых, рибекит-эгириновых и эгириновых гранитах Катугинского массива. Разделение первичного гомогенного расплава на преобладающий по объему алюмосиликатный и относительно небольшой по объему фторидно-солевой расплавы наблюдается в виде появления криолитовых глобул размером от 10 мкм до 2–3 мм (рис. 2а–2д, 2и, 2м). Глобулы изотропные. Их присутствие и является, по сути, доказательством проявления ликвации в исходных силикатных расплавах. В глобулах часто видна закалочная кайма (рис. 2а) и наблюдается видимая флюидная фаза (рис. 2б), составляющая от 1 до 15% их объема. Расположение глобул в зонах роста магматических породообразующих минералов гранитов Катугинского массива в виде пойкилитовых вростков или структур типа “снежного кома” (рис.

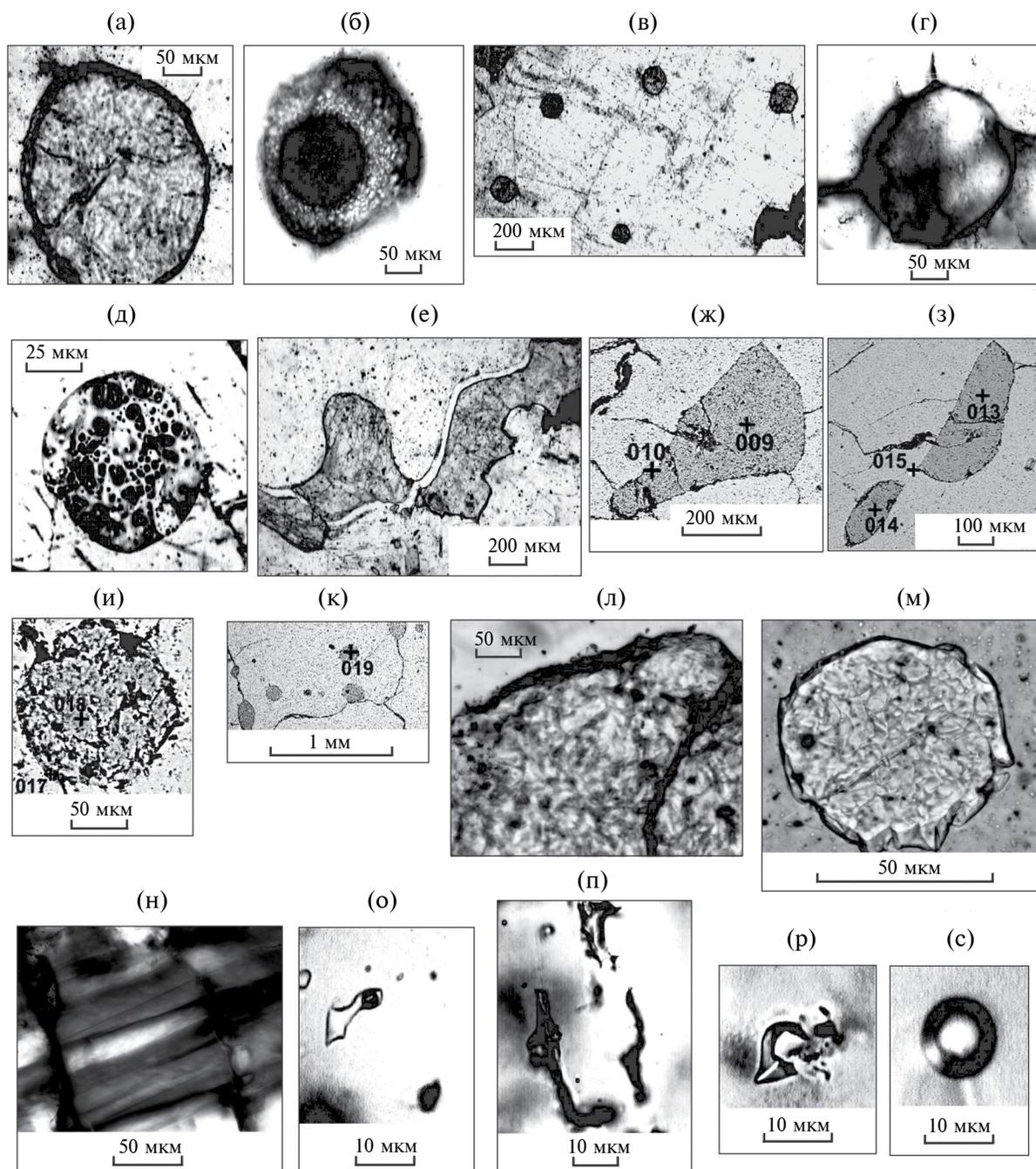


Рис. 2. Микрофотографии выделений криолита (а–н) и флюидных включений в нем (о–с).

(а) – глобула криолита с зоной закалки; (б) – глобула криолита с газовым пузырьком; (в) – глобулы криолита с зонами закалки в калиевом полево шпате (структура “снежного кома”); (г) – глобула криолита, декрепитированная вследствие наложенного термального (метаморфизма) события; (д) – крупные обособления флюидной фазы в глобуле криолита после гомогенизации ее и последующего охлаждения; (е) – деформация – прожилка криолита в граните при метаморфизме; (ж, з, и, к) – проанализированные глобулы криолита с точками измерений в режиме отраженных электронов (результаты приведены в табл. 1); (л–м) – каемки идиоморфного β -криолита на поверхности глобул криолита; (н) – α -криолит с полисинтетическими двойниками; (о, с) – первичные флюидные включения в криолите (с температурой гомогенизации 250–400°C); (п, р) – вторичные декрепитированные флюидные включения в криолите крупной линзы.

2в) однозначно свидетельствует об их совместной кристаллизации и, следовательно, о магматическом генезисе глобул. Большая часть глобул декрипитирована, скорее всего, в результате метаморфических преобразований: наблюдаются радиальные трещинки, по которым флюид удалялся из глобул (рис. 2г). Это также свидетельствует о высоком содержании в них флюида и о дометаморфическом времени их образования.

Глобулы состоят из полиморфного агрегата мелких (размером 0.1–5.0 мкм), призматических, хаотично ориентированных кристалликов криолита в насыщенной флюидом тонкозернистой скрытокристаллической пористой массе (рис. 2л) и хорошо видны при увеличении в 500–1000 раз. Строение глобул из гранитов Катугинского массива соответствует глобулам, полученным в результате экспериментов по исследованию ликвации алюмосиликатного и фторидно-натриевого расплавов (Граменицкий и др., 2005). Отмечается высокая пористость глобул, свидетельствующая о высокой насыщенности их флюидом, что согласуется с экспериментальными данными о значительно более высокой растворимости воды в солевом расплаве, по сравнению с алюмосиликатным (Щекина и др., 2020). В связи с этим глобулы в проходящем свете серые, полупрозрачные, с шагреневой поверхностью. Химический состав глобул, определенный с помощью микрозондового анализа (табл. 1, рис. 2ж, 2э, 2к), практически точно совпадает с составом криолита Na_3AlF_6 . Калий и кальций в составе фторидно-солевого расплава не обнаружены.

Криолитовые глобулы встречаются во всех минеральных разновидностях гранитов Катугинского массива, однако их распределение крайне

неравномерно. Частота встречаемости образцов, содержащих глобулы криолита, значимо уменьшается в ряду эгирин-рибекитовые–рибекитовые–биотитовые граниты (рис. 3). Количество глобул варьирует в достаточно широких пределах и составляет 0–10% объема породы. Оценка максимального количества криолитовых глобул (около 10%) в целом совпадает с геохимическими данными. Максимальное количество нормативного криолита в гранитах Катугинского массива (при допущении, что весь фтор входит в состав криолита) составляет 12%.

В петрографических шлифах часто наблюдается коалиценция глобул криолита — образование их скоплений, заполняющих межзерновые пространства. В крупных (>100 мкм) криолитовых глобулах и в их скоплениях отмечается более полная раскристаллизация: на первой стадии появляются идиоморфные, изотропные (иногда со слабой анизотропией) кристаллы высокотемпературного кубического β -криолита (рис. 2м) на поверхности глобул. Они содержат исключительно флюидные включения, что позволяет предположить переход фторидного расплава в рассол при остывании. Далее, вероятно, в процессе дальнейшего остывания, наблюдается преобразование кубического высокотемпературного β -криолита в низкотемпературный моноклинный α -криолит (рис. 2н): сначала в β -криолите появляются участки α -криолита с полисинтетическими двойниками и отчетливой анизотропией, а затем весь β -криолит полностью преобразуется в анизотропный моноклинный α -криолит с первичными флюидными включениями. Температура фазового перехода β -криолита в α -криолит, судя по литературным и

Таблица 1. Содержания (мас. %) петрогенных элементов (растровый электронный микроскоп JEOL-JSM-651OLA с ЭД-спектрометром JED-2200) в криолитовых глобулах и криолитовом шлуре из гранитов Катугинского массива

Точки	Si	Al	Na	K	F	Nb	Сумма	
9	—	10.88	35.57	—	53.55	—	100	глобула
11	0.24	11.14	36.81	—	51.81	—	100	глобула
13	—	10.52	35.79	—	53.68	—	99.99	глобула
14	0.12	10.71	38.18	—	50.99	—	100	глобула
18	—	10.49	36.5	—	53.01	—	100	глобула
19	—	11.03	38.97	—	50	—	100	глобула
		12.99	30.8	0.01				шлур
Na_3AlF_6	—	12.86	32.86	—	54.28	—	100	

Примечание. Номера точек соответствуют таковым на рис. 2ж, 2з, 2и, 2к. Химический состав криолита из шлуров определен с помощью ICP-MS.



Рис. 3. Относительное количество криолита в гранитах разного минерального состава в гранитах Катугинского комплекса. Использованы результаты исследования 138 петрографических шлифов.

экспериментальным данным, составляет около 559°C (Dolej, Baker, 2006).

Криолитовые глобулы по существу являются “расплавными включениями”. Поэтому температура их полной гомогенизации может соответствовать не только температуре начала затвердевания криолитового расплава, но и служить оценкой минимальной температуры, при которой протекала ликвация первичного силикатного расплава на алюмосиликатную и фторидно-солевую составляющие. При медленном (примерно 10°C/час) нагревании ненарушенных в ходе наложенного метаморфизма наиболее мелких (<10 мкм) глобул наблюдается постепенное растворение субмикроскопических кристаллических фаз и многочисленных флюидных включений, глобулы становятся однородными и прозрачными. Температура полной гомогенизации глобул составляет $760 \pm 25^\circ\text{C}$ (табл. 2). Примерно через сутки (после медленного остывания) в ненарушенных, ранее гомогенизированных глобулах появляется множество крупных флюидных включений (рис. 2д), что подтверждает высокое содержание в них флюида. Поэтому в 75% из нагреваемых глобул наблюдалась их декрипитация уже при температуре около 675°C.

Таблица 2. Температуры гомогенизации расплавных включений в цирконе из эгиринсодержащих гранитов Катугинского массива и кварца биотитовых гранитов Западно-Катугинского массива

Номер образца	Порода	Минерал с РВ	$T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$	Количество гомогенизированных включений
С-107	Эгириновый гранит	Циркон	770 ± 5	3
С-107-1	Пегматоидный эгириновый гранит	Циркон	765 ± 5	2
			770 ± 5	2
С-20-1	Эгиринсодержащий гранит	Циркон	765 ± 5	1
С-84-6	Пегматоидный эгириновый гранит	Циркон	765 ± 5	1
			770 ± 5	2
Ш-2	Эгиринсодержащий гранит	Циркон из шпир	765 ± 5	1
			755 ± 5	1
			760 ± 5	1
			770 ± 5	4
С-54-5	Биотитовый гранит	Кварц	730 ± 5	8

Примечание. РВ – расплавные включения, $T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ – температура гомогенизации.

Криолит в Катугинском массиве встречается не только в виде глобул, но также образует жилы (рис. 2е) и крупные тела. Однако, в отличие от глобул, они сложены преимущественно полисинтетически сдвойникованным анизотропным кристаллическим моноклинным α -криолитом (рис. 2м) с первичными (рис. 2о, 2п) и вторичными (рис. 2р, 2с) флюидными включениями. При этом сохранность их различна: первичные флюидные включения обычно декрипитированы и непригодны для термометрических исследований, а вторичные флюидные включения сохранились относительно хорошо. Температура их гомогенизации варьирует в пределах 250–450°C. Подобные флюидные включения в криолите отмечались и ранее (Архангельская и др., 2004), но рассматривались как первичные. Исходя из этих данных, весь криолит рассматривался как более поздний гидротермальный минерал, образование которого не связано с кристаллизацией гранитов.

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА

Изучение включений минералообразующих сред в породообразующих минералах гранитов Катугинского массива показало, что расплавные включения в них присутствуют, но декрипитированы и, соответственно, непригодны для термометрических исследований. Только в цирконе этих гранитов обнаружены редкие ненарушенные первичные расплавные включения, что, вероятно, связано как с более высокой температурой кристаллизации циркона по сравнению с температурой наложенного метаморфизма, так и более высокой прочностью циркона по сравнению с кварцем и полевыми шпатами. Поэтому расплавные включения в цирконе являются единственным источником информации об условиях кристаллизации гранитов Катугинского массива. Оценка температуры кристаллизации циркона также представляет интерес и в связи с тем, что циркон является одним из ведущих рудных компонентов Катугинского месторождения. В рибекитовых, рибекит-эгириновых и эгириновых гранитах наблюдаются многочисленные линзовидные кумулятивные скопления циркона (рис. 4ж), содержащие кристаллы других редкометалльных минералов (например, вкрапленники колумбита и пирохлора). Иногда циркон наблюдается в виде оболочек, состоящих из многочисленных кристалликов, на поверхности выделений криолита (рис. 4з).

Согласно данным предыдущих исследований (Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015, 2018а, 2018б), в гранитах Катугинского массива отмечаются три генерации циркона. Обычно кристаллы циркона состоят из ядер (первая генерация циркона) и

одной или двух оболочек (вторая и третья генерации циркона, соответственно) или отдельных зерен, соответствующих одной из перечисленных генераций (рис. 4а, 4б, 4г, 4д).

Первая и превалирующая по объему генерация представлена цирконом, кристаллизовавшимся непосредственно из расплава в ходе становления массива. Это короткопризматические, идиоморфные и субидиоморфные кристаллы или резорбированные ядра в кристаллах циркона сложного строения, интенсивно окрашенные в розовато-фиолетовый цвет. В цирконе этой генерации наблюдаются многочисленные первичные расплавные, частью декрипитированные, полностью раскристаллизованные включения (рис. 4и–4н), что однозначно свидетельствует о его кристаллизации из расплава, а многочисленность расплавных включений (рис. 4и) свидетельствует о высокой скорости роста циркона (Реддер, 1987) в кристаллизующейся силикатной магме. В режиме катодоллюминесценции кристаллы циркона первой генерации имеют четкую осцилляторную зональность (рис. 4в). По данным газовой хроматографии, общее количество газов, выделенных из циркона первой генерации, составляет 320–510 мм³ на 100 мг навески (два анализа), что подтверждает ранее сделанный вывод о высоком содержании флюида в родоначальном для гранитов Катугинского массива расплаве. При этом наиболее интенсивное выделение газов происходило в интервале 650–850°C и полностью прекращалось только при достижении температуры 900°C. Основными компонентами флюида, присутствующего в цирконе первой генерации, являются CO₂ и H₂O (CO₂/H₂O = 1.13), а также CH₄ (до 18%), H₂S (до 12%) и SO₂ (около 1.5%). Коэффициент восстановления газов (CO + CH₄)/(CO₂ + H₂O) (Летников и др., 1980) изменяется в интервале 0.09–0.16. При этом вторичные флюидные включения в ядрах практически отсутствуют. Таким образом, флюид, выделенный из циркона первой генерации, скорее всего, близок к флюиду, содержавшемуся в исходном силикатном расплаве. Кроме того, циркон первой генерации изобилует микроскопическими и субмикроскопическими твердофазовыми включениями. Отмечаются кварц, полевые шпаты, пирохлор, колумбит (рис. 4м, 4н), а также не диагностированные субмикроскопические минералы. Более подробно твердофазовые включения в цирконе рассмотрены в работе (Левашова и др., 2014).

Вторая генерация циркона представлена преимущественно первой (внутренней) оболочкой на резорбированных ядрах циркона первой генерации. Она бесцветная, серая в режиме катодоллюминесценции, однородная, без осцилляторной зональности, ее толщина в среднем составляет 20–50 мкм (рис. 4б). Эта оболочка часто придает зернам циркона субидиоморфный или идиоморфный облик.

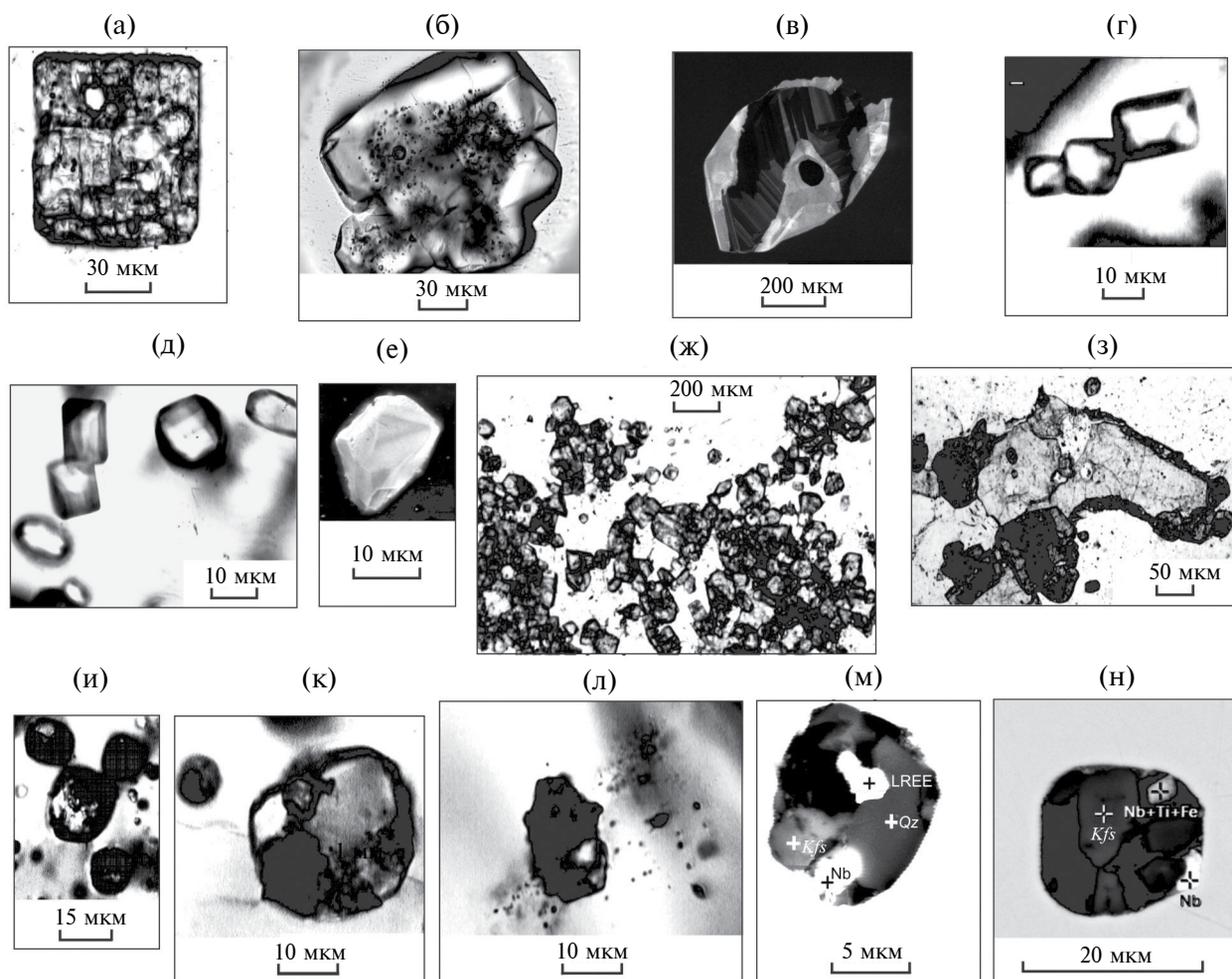


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона и содержащихся в нем расплавных включений из гранитов Катугинского массива.

(а) – идиоморфный сиреневый кристалл циркона (первая генерация); (б) – зональное зерно циркона (ядро – магматический циркон первой генерации, оболочка – метаморфический циркон второй генерации); (в) – зерно циркона сложного строения в режиме катодолюминесценции (магматическое ядро с осцилляторной зональностью и однородная серая оболочка метаморфического циркона второй генерации); (г–д) – идиоморфные кристаллы циркона (третья генерация); (е) – кристаллы циркона (третья генерация) в режиме катодолюминесценции; (ж) – шлировидное скопление кристаллов циркона в эгиринсодержащем граните; (з) – каймы из кристаллов циркона на поверхности глобул криолита; (и–н) – расплавные включения в цирконе первой генерации: (и, к) – полностью раскристаллизованные ненарушенные расплавные включения в зернах циркона из шлировидного скопления; (л) – декрепитированное расплавное включение; (м, н) – точки измерения состава минералов в полностью раскристаллизованных ненарушенных расплавных включениях в режиме отраженных электронов (*Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, Nb-, LREE-, (Nb + Ti + Fe) – минеральные фазы с высоким содержанием Nb, легких редкоземельных элементов, Nb, Ti и Fe соответственно, диагностированные с помощью электронного микроскопа JEOLJSM-6510LA).

Третья генерация циркона представлена преимущественно мелкими (рис. 4г, 4д) идиоморфными бесцветными кристаллами. Они приурочены к межзерновым пространствам и трещинам вокруг линзовидных кумулятивных скоплений циркона первой и второй генераций и тонкими (2–5 мкм) бесцветными оболочками или фрагментарными идиоморфными наростами на поверхностях зерен циркона первой или второй генераций, а также друзоподобными обрастаниями зерен циркона

первой и второй генераций мелкими идиоморфными кристаллами. Кристаллы циркона третьей генерации часто приурочены к зонам роста метаморфического кварца, содержащего первичные флюидные включения.

Обе оболочки (второй и третьей генераций) содержат только первичные флюидные включения, что позволяет предположить их метаморфическую природу. Проведенные исследования в совокупности с геохронологическими данными позволяют

Таблица 3. Содержание микроэлементов (г/т) в цирконе из гранитов Капугинского массива

Элементы	Первая генерация										Вторая генерация
	654N1	654N3	654N4	1*	6*	8*	10*	12*	24*	654N6	
La	2.19	9.1	17.8	1.83	0.72	10.6	0.49	1.18	14	0.65	
Ce	13.52	31.33	51.7	54	8.28	53.8	16.4	9.47	69.5	2.63	
Pr	1.74	3.612	5.27	8.48	0.31	3.52	0.24	0.72	8.51	0.25	
Nd	10.74	19.05	22.5	49.6	1.24	18.8	1.26	4.19	31.4	0.91	
Sm	8.45	11.63	10.36	41.6	1.88	11	1.55	3.98	10.8	0.89	
Eu	0.5	0.628	0.53	2.38	0.14	0.73	0.11	0.36	0.51	0.07	
Gd	27.73	15.1	18.41	90	9.37	43.8	6.53	11.8	25.3	2.03	
Dy	291	80.22	101	334	142	195	77.1	100	118	40.81	
Er	899	261.4	340	384	355	375	347	387	274	191	
Yb	2244	780.1	1004	441	378	554	1195	1168	531	672	
Lu	341	145.5	183.9	57.2	52.6	83.1	206	195	83.2	129	
Li	21.75	9.156	12.7	146	141	22.8	80.3	119	101	5.06	
P	506	241	303	117	-	81.7	128	282	101	216	
Ca	149	66.08	49	34.8	24.1	21.7	13.7	15.9	321	12.15	
Ti	56.82	8.789	4.11	37.7	90.7	15.3	12.6	7.53	34.7	3.26	
Sr	2.9	4.097	1.94	0.91	1.57	1.43	1.08	1.55	7.55	1.06	
Y	1759	561	627	1154	823	2108	1347	1035	638	380	
Nb	257	100.2	72.8	533	520	170	290	119	329	57.7	
Ba	15.49	10.6	8.73	8.29	2.76	2.99	6.64	12.7	17.9	1.66	
Hf	12197	11997	11740	8042	20124	6254	13723	10178	12215	11982	
Th	294	114.6	112.2	1053	135	179	337	269	90.4	32.2	
U	72.18	26.66	20.98	390	143	316	721	889	257	14.43	
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$	921±15	730±12	668±11	873±15	981±17	780±13	762±12	717±12	864±13	650±11	
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$	785 ± 76										609 ± 53

Таблица 3. Окончание

Элементы	654N7			Вторая генерация			Третья генерация				
	0.1	654N10	654N11	654N12	A5N3.1	A5N3.2	A5N6.1	A5N7.1	A5N7.2	A5N9.1	
La	1.63	0.72	0.03	0.08	0.05	0.08	0.11	0.02	0.15	0.04	
Ce	0.19	4.44	0.71	0.67	1.48	1.45	1.24	0.95	1.27	0.77	
Pr	1.56	0.52	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	
Nd	1.51	2.54	0.08	0.28	0.02	0.09	0.18	0.03	0.06	0.1	
Sm	0.08	1.86	0.15	0.49	0.18	0.19	0.36	0.08	0.19	0.1	
Eu	3.02	0.07	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0	0.01	0	
Gd	46.24	3.6	1.31	3.16	1.99	2.11	1.88	1.13	1.74	0.72	
Dy	233	45.34	32.6	53.57	32.86	37.36	32.4	22.02	30.36	18.41	
Er	872	220	175	270	158	170	148	110	143	94	
Yb	163	860	688	1023	543	644	496	406	541	415	
Lu	3.98	167	141	196	95	108	84	72	94	73	
Li	207	4.35	4.04	6.06	7.12	6.94	4.73	7.87	7.9	10.93	
P	2.14	168	133	272	108	156	109	61.32	98.08	49.14	
Ca	4.8	6.5	19.98	3.07	40.87	79.79	96.56	38.24	79.67	77.38	
Ti	1.39	2.08	1.08	1.1	1.31	6.23	1.35	0.49	0.93	0.94	
Sr	407	1.14	0.99	1.11	0.42	0.91	1.09		0.52	0.61	
Y	84	411	288	435	248	263	257	157	212	131	
Nb	2.75	60	46	41	27	27	23	28	22	7.1	
Ba	12295	1.83	0.75	0.9	0.57	0.94	1.82	1.21	0.81	1.48	
Hf	56.82	12468	11605	12656	15042	16679	15506	14724	13905	13985	
Th	14.82	44.45	33.7	42.29	22.27	31.48	81.29	16.69	25.16	21.01	
U	680±11	11.33	11.94	11.01	19.37	20.15	19.11	26.43	28.6	15.43	
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$		620±10	577±9	578±9	589±9	701±11	591±10	531±9	568±9	568±9	
$T_{кр}, ^\circ\text{C}$		578±44									

Примечание. $T_{кр}, ^\circ\text{C}$ – температура кристаллизации циркона по (Watson et al., 2006), $T_{кр}, ^\circ\text{C}$ – средневзвешенная оценка значений $T_{кр}, ^\circ\text{C}$. Образцы, отмеченные звездочкой, из работы (Левашова и др., 2014).

полагать, что формирование первой оболочки (вторая генерация циркона) происходило в процессе высокотемпературного регионального метаморфизма с возрастом 1921 ± 5 млн лет, а вторая оболочка (третья генерация) с возрастом 1876 ± 7 млн лет образовалась, скорее всего, при прогреве Катугинского массива, обусловленном внедрением несоизмеримо большего по объему, относительно Катугинского массива, плутона гранитов кодарского комплекса.

В режиме катодолюминесценции обе оболочки серые, незональные, часто пятнистые (рис. 4в, 4е). По данным газовой хроматографии, общее количество газовой фазы, выделенной из циркона первой оболочки (вторая генерация), составляет $19\text{--}100$ мм³ на 100 мг навески (два анализа), т.е. примерно в семь раз меньше, чем из циркона первой генерации. Выделение флюида из циркона второй генерации полностью прекращалось при температуре 650°C . В составе газовой фазы преобладали CO_2 и H_2O , ($\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O} = 3.34$), NH_3 (до 20%), CO (до 5%) и NO_2 (до 1.8%). Коэффициент восстановленности газов не менее 0.38.

Циркон рассмотренных генераций различается не только морфологией, возрастом, катодолюминесцентными и флюидными характеристиками, но и содержанием микроэлементов. Первые данные о микроэлементном составе циркона из гранитов Катугинского массива опубликованы в работе (Левашова и др., 2014). Частично эти данные использованы и в настоящей работе (табл. 3). Использование остальных опубликованных данных затруднительно в связи со сложностями установления их соответствия выделенным нами генерациям циркона. Наиболее значимые различия состава циркона разных генераций приведены на рис. 5а и в табл. 3. При переходе от первой к третьей генерации циркона наблюдается закономерное уменьшение содержаний редкоземельных элементов за исключением Yb и Lu, а также Y, Nb, Ti и Th (рис. 6). Кроме того, магматический циркон отличается от метаморфического циркона второй и третьей генераций повышенными содержаниями Li, Sr, Ba и U. Также следует отметить, что циркон (в первую очередь циркон первой генерации) является одним из значимых концентраторов таких рудных компонентов как Nb, Y, Th и U (рис. 6).

Средневзвешенная оценка температуры кристаллизации магматического циркона, по данным Ti-термометра (Watson et al., 2006), составляет $785 \pm 76^\circ\text{C}$, а температуры кристаллизации циркона второй и третьей генераций – 614 ± 55 и $583 \pm 55^\circ\text{C}$ соответственно. Однако более достоверной оценкой температуры кристаллизации магматического циркона первой генерации является температура гомогенизации первичных расплавных включений, которая составляет $760 \pm 10^\circ\text{C}$ (табл. 2) и практически не отличается от температуры полной

гомогенизации криолитовых глобул. В процессе медленного нагревания расплавных включений в цирконе происходило постепенное исчезновение кристаллических фаз и обособление флюидной фазы сначала в интерстициях между кристаллическими фазами, а затем в виде пузырька в образующемся расплаве.

Как уже отмечалось выше, в гранитах Катугинского массива наблюдается фракционирование циркона, приводящее к образованию шлиров и обособлений этого минерала, что возможно только в жидкой среде. Следовательно, циркон является одной из первых кристаллизующихся фаз. Ненарушенные расплавные включения в кварце гранитов Катугинского массива, температура гомогенизации которых соответствовала бы температуре кристаллизации породообразующих минералов, не обнаружены. Однако в кварце биотит-арфведсонитовых гранитов Западно-Катугинского массива, наряду с декрипитированными расплавными включениями, отмечаются и редкие ненарушенные расплавные включения, температура гомогенизации которых составляет $730 \pm 10^\circ\text{C}$ (табл. 2). Принимая во внимание практически идентичный (в отношении петрогенных элементов) состав гранитов Катугинского и Западно-Катугинского массивов, полученную температуру $730 \pm 10^\circ\text{C}$ можно экстраполировать и на граниты Катугинского массива. Учитывая одинаковую температуру гомогенизации ($760 \pm 10^\circ\text{C}$) глобул криолита и кристаллизации магматического циркона, можно предположить их сингенетичность – формирование в процессе проявления несмесимости силикатного и фторидного расплавов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Влияние ликвации на геохимические особенности гранитов Катугинского массива. Как было показано выше, становление гранитов Катугинского массива сопровождалось проявлением ликвации в исходном силикатном расплаве на силикатный и фторидно-натриевый расплавы, что характерно для высокофтористых гранитов. При этом следует отметить, что химический состав фторидно-натриевого расплава практически идентичен составу Na-криолита (Na_3AlF_6) и в нем не содержится калий. Также во фторидно-солевом расплаве полностью отсутствует “флюоритовая” кальциевая составляющая, часто образующаяся в результате ликвации силикатного расплава с высоким содержанием фтора (Перетяжко и др., 2020). Однако в работе (Савельева и др., 2017), на основании находок микроскопических округлых включений итрофлюорита в магматических минералах из гранитов Катугинского массива, высказано предположение о возможном проявлении алюмосиликатной и фторидно-кальциевой несмесимости. Кажется

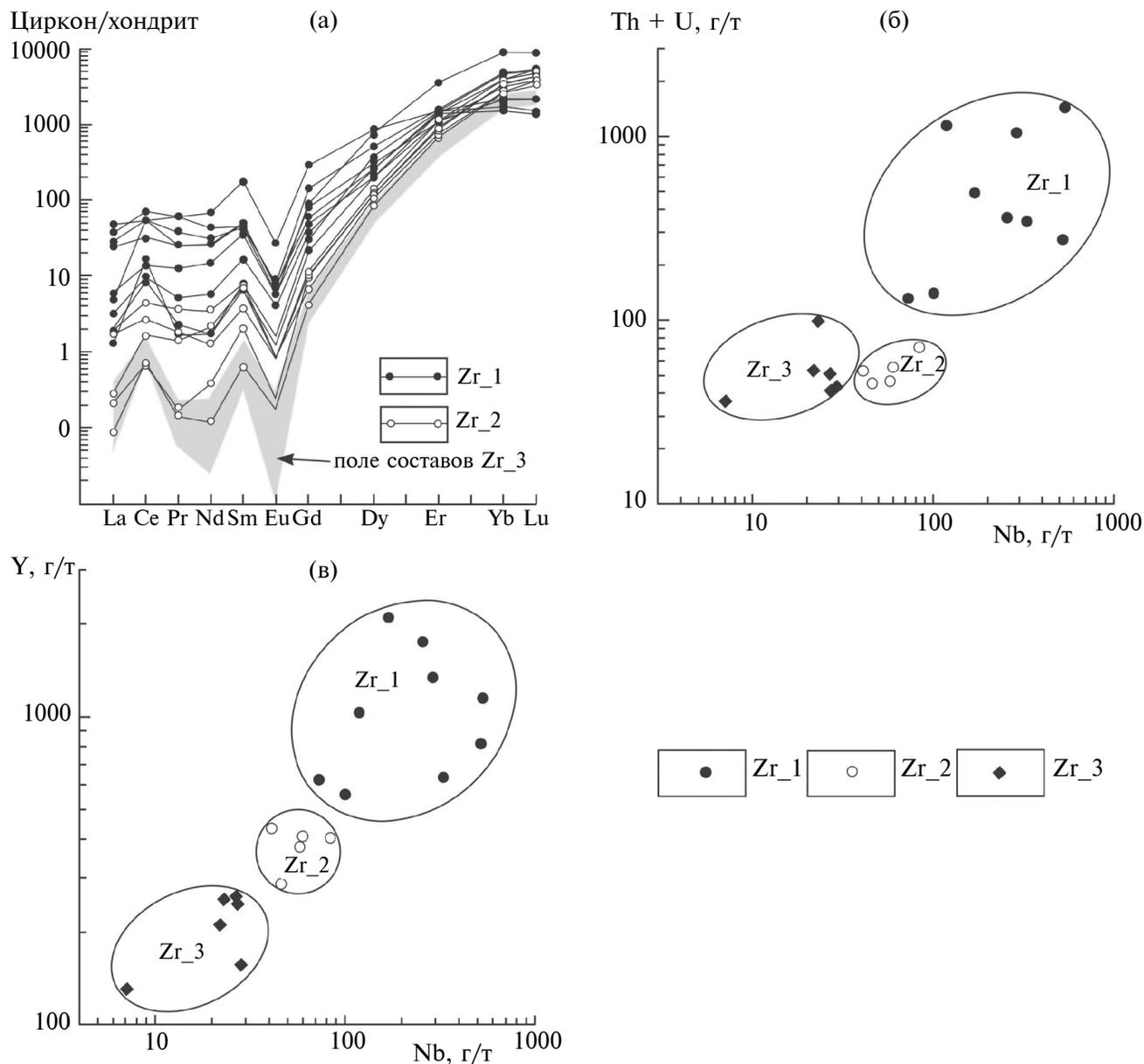


Рис. 5. Диаграммы, отражающие различия в составе разных генераций циркона из гранитов Катугинского массива. (а) – распределение редкоземельных элементов в цирконе разных генераций гранитов Катугинского массива. Данные нормированы по (Taylor, McLennan, 1985). (б) – диаграмма Nb–(Th + U) с фигуративными точками состава циркона разных генераций. (в) – диаграмма Nb–Y с фигуративными точками состава циркона разных генераций. Диаграммы построены по данным табл. 3. Zr_1, Zr_2, Zr_3 – циркон первой, второй и третьей генераций соответственно.

вероятным допущение, что в первичном расплаве могли быть синхронно проявлены процессы как алюмосиликатной и фторидно-натриевой, так и алюмосиликатной и фторидно-кальциевой ликвации. Однако, принимая во внимание весьма незначительный объем иттрофлюоритовых включений и крайне низкое содержание кальция в гранитах Катугинского массива (в 15% образцов из 150 определений содержание CaO < 0.01 мас. %, в 50% образцов оно находится в интервале 0.01–0.2 мас. %

и только в 35% образцов – 0.2–1 мас. %), масштаб проявления алюмосиликатной и фторидно-кальциевой ликвации представляется весьма ограниченным. В связи с этим ликвация родоначального расплава на алюмосиликатную и фторидно-кальциевую составляющие не оказывала существенного влияния на состав (по крайней мере, относительно главных элементов) алюмосиликатного расплава.

При этом разделение исходного расплава на фторидно-солеую (примерно 10% от исходного

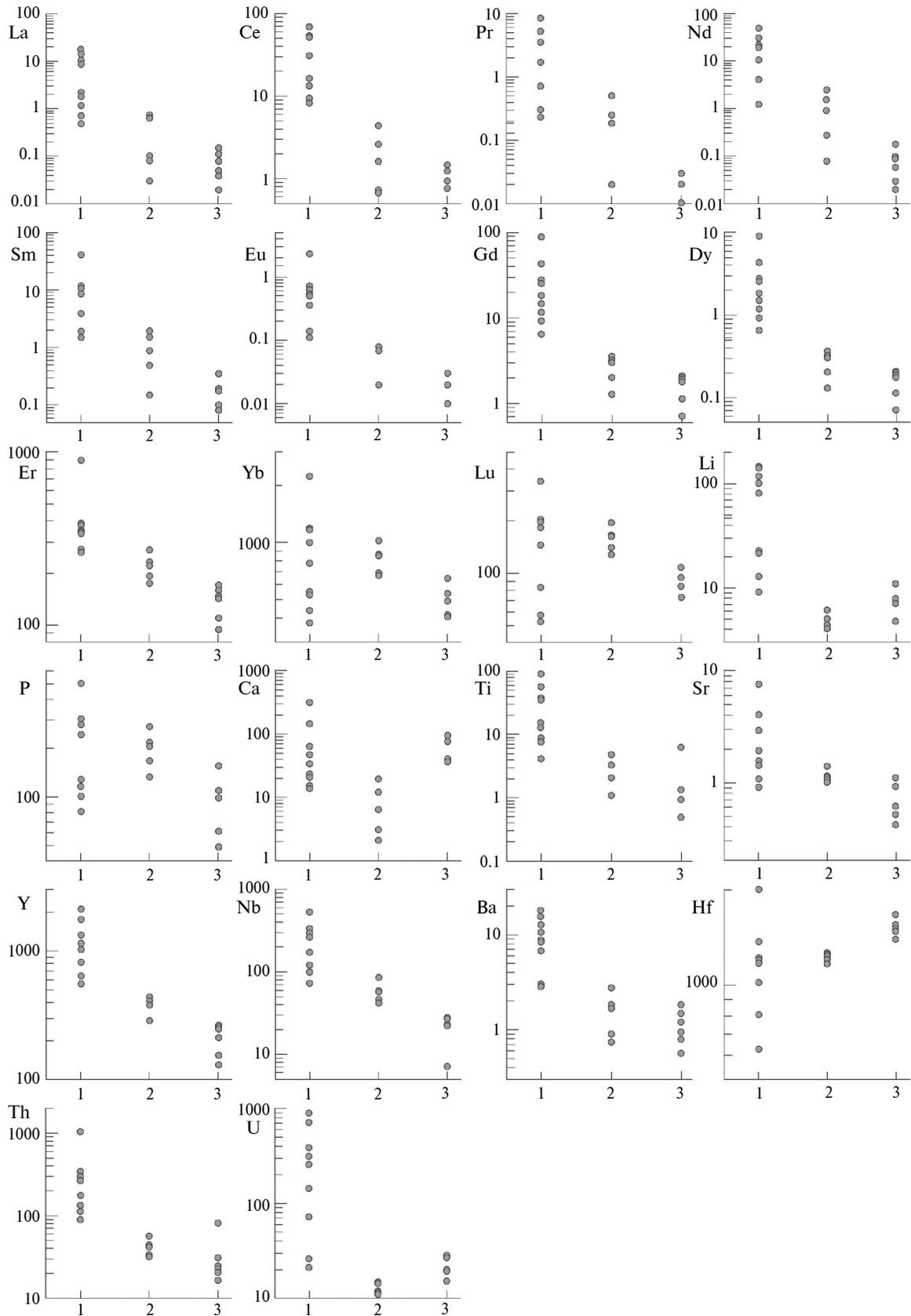


Рис. 6. Закономерности изменения содержаний микроэлементов (г/т) в цирконе первой (1), второй (2) и третьей (3) генераций.

гомогенного расплава) и силикатную составляющие приводит к существенному изменению химического состава силикатного расплава относительно состава исходного расплава. В нем в первую очередь уменьшается содержание F и Na при значимом увеличении содержания SiO_2 . Кроме того, резко уменьшается и содержание воды, поскольку ее растворимость в силикатном расплаве значительно меньше, чем в солевом расплаве (Граменицкий и др., 2008).

Распределение фигуративных точек гранитов Катугинского массива на диаграммах А. Харкера показывает отсутствие закономерных связей содержаний практически всех петрогенных элементов с SiO_2 . Исключение составляют отчетливые отрицательные корреляции F и Na_2O с SiO_2 (рис. 7а, 7б). Эта особенность была замечена и ранее (Донская и др., 2018) и связывалась с различным содержанием криолита в гранитах. Скорее всего, такая тенденция является петрохимическим отражением фракционирования и миграции криолитовых глобул. Косвенным подтверждением реализации такого процесса являются упомянутая выше коалиценция глобул и наблюдаемые достаточно крупные тела и шпирь криолита. На рис. 7 представлена эта зависимость, основанная на дополнительных аналитических данных. Вполне очевидно, что фракционирование криолитовых глобул обусловлено различиями в плотности глобул и силикатного расплава и что фракционирование возможно при температуре, превышающей температуру кристаллизации силикатного расплава, — не ниже 730°C (температура гомогенизации расплавленных включений в кварце биотитовых гранитов, которую с определенной долей условности можно рассматривать как оценку температуры солидуса силикатного расплава). Однако направление перемещения криолитовых глобул в магматической камере неоднозначно, поскольку плотность криолитовых глобул зависит от температуры и их фазового состояния. Так, плотность кристаллического криолита (3.01 г/см^3) существенно выше плотности силикатного расплава ($\sim 2.3 \text{ г/см}^3$, Перетяжко, 2010), в то время как плотность криолитового расплава ($\sim 2.1 \text{ г/см}^3$, Троицкий, Железнов, 1977) ниже плотности силикатного расплава. Следует отметить, что полученная температура гомогенизации криолитовых глобул для гранитов Катугинского массива указывает лишь на начало их затвердевания. При более низких температурах глобулы, скорее всего, еще оставались в пластичном состоянии, но их плотность неизвестна. Таким образом, имеющихся данных для однозначного определения фазового состояния криолитовых глобул и оценки их плотности в температурном интервале, при котором возможно перемещение глобул ($730\text{--}760^\circ\text{C}$), явно недостаточно. Тем не менее фракционирование криолитовых глобул в процессе становления

Катугинского массива установлено петрографическими наблюдениями, подтверждено геохимическими данными и является главным фактором, определяющим закономерности вариаций содержаний главных элементов в гранитах Катугинского массива. При этом следует отметить, что содержания Zr и ряда рудных компонентов (Nb, Ta, U), одним из концентраторов которых является циркон, не обнаруживают связи с содержанием фтора и, соответственно, криолита (рис. 7в, 7д, 7е, 7ж), что позволяет предполагать разнонаправленность перемещения кристаллов циркона и криолитовых глобул в ходе фракционирования.

Эволюция силикатного расплава. Ликвация приводит к изменению химического состава исходного силикатного расплава. В связи с этим представляется, что закономерности вариаций главных элементов модельного силикатного расплава (химический состав гранитов за вычетом нормативного состава, содержащегося в нем криолита) относительно состава исходного расплава более адекватно отражают процессы его кристаллизации. Эти вариации показаны на рис. 8. При таком подходе более отчетливо проявляются тенденции уменьшения содержаний Na_2O и Al_2O_3 с увеличением содержания SiO_2 , что, скорее всего, указывает на фракционирование альбита при кристаллизации силикатного расплава. На диаграмме кварц—альбит—ортотлаз (рис. 9) фигуративные точки состава модельного силикатного расплава существенно смещены в сторону высоких содержаний кварца по сравнению с фигуративными точками, координаты которых рассчитаны по валовому составу (силикатный и фторидно-натровый расплавы) гранитов (рис. 7 в работе (Донская и др., 2018)). Поэтому происхождение ультракислых гранитов Катугинского массива могло быть обусловлено аккумуляцией фракционируемого кварца. Признаки фракционирования темноцветных минералов отсутствуют. Таким образом, вариации содержания главных элементов в силикатной составляющей определяются в основном фракционированием альбита и, возможно, кварца, а содержания ряда малых элементов — фракционированием циркона, что приводит к формированию многочисленных шпировидных обособлений этого минерала.

Следует также отметить отсутствие связи между химическим составом силикатного расплава и составом кристаллизующихся из него минеральных фаз (рис. 8). А рассмотренная выше связь минерального состава с содержанием фтора (или криолитовых глобул) (содержание фтора в эгиринсодержащих гранитах в целом выше, чем в биотитовых гранитах, см. рис. 3, 7а, 7б) не вполне отчетлива и изобилует многими исключениями. Таким образом, вопрос о причинах минерального разнообразия гранитов Катугинского массива остается открытым.

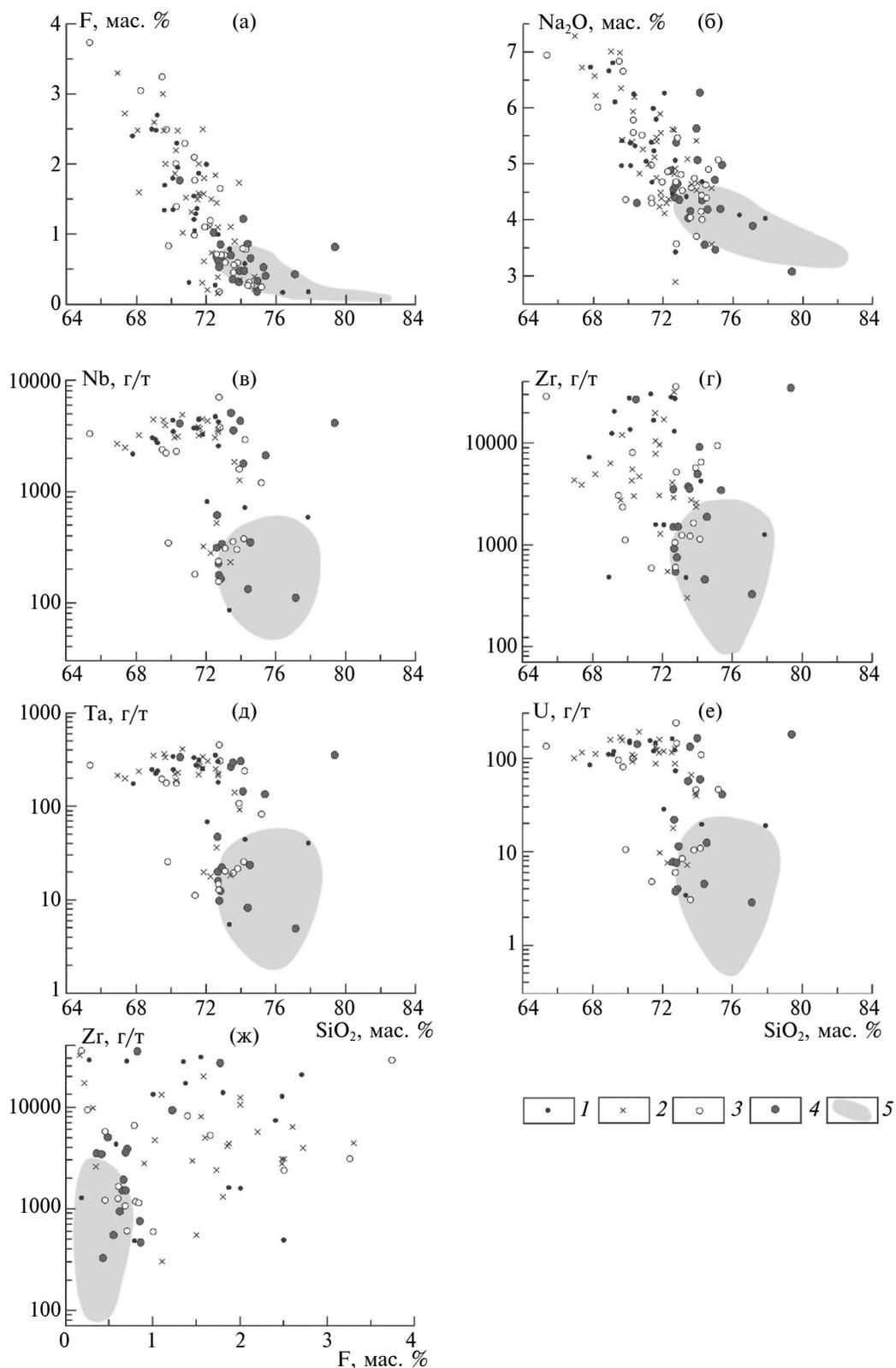


Рис. 7. Вариации ряда химических элементов в гранитах Катугинского комплекса в зависимости от содержаний SiO₂ (а-е) и F (ж).

1–4 – фигуративные точки гранитов Катугинского массива: 1 – эгириновые граниты, 2 – эгирин-рибекитовые граниты, 3 – рибекитовые граниты, 4 – биотитовые и биотит-рибекитовые граниты; 5 – поле составов биотитовых и биотит-рибекитовых гранитов Западно-Катугинского массива.

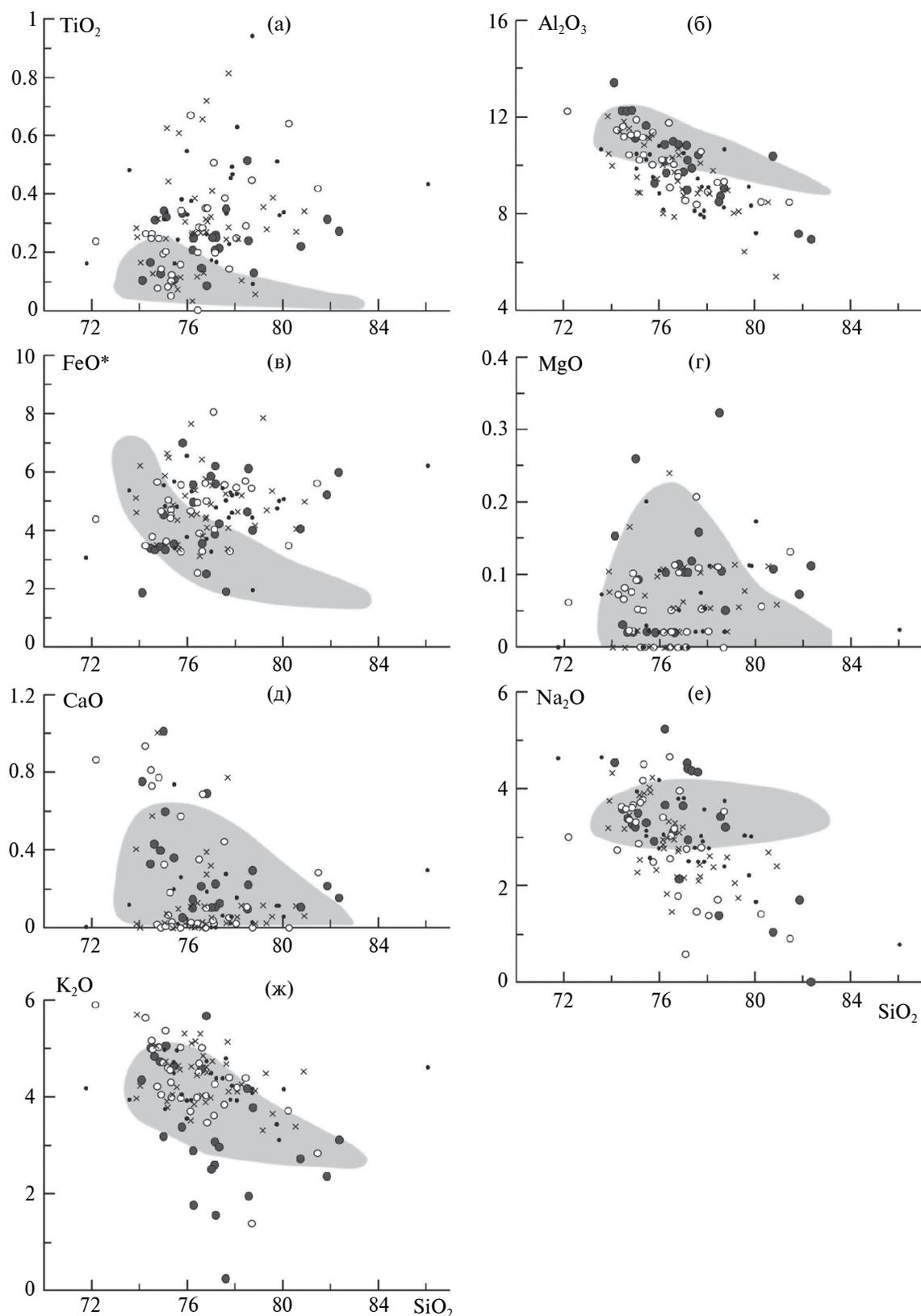


Рис. 8. Вариации содержаний петрогенных элементов (мас. %) в модельном силикатном расплаве, сформировавшемся в результате проявления жидкостной несмесимости. Условные обозначения см. на рис. 7.

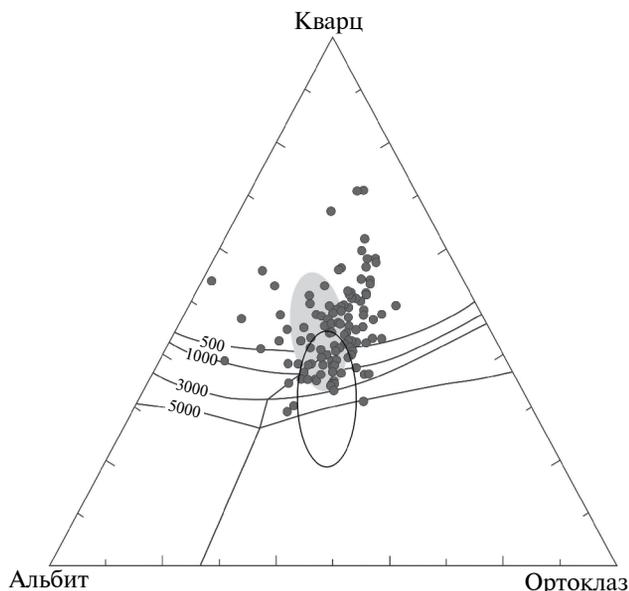


Рис. 9. Диаграмма кварц–альбит–ортоклаз с фигуративными точками модельного силикатного расплава гранитов Катугинского массива и тройными минимумами. Серое поле — составы биотитовых гранитов западного сателлита. Незаполненный эллипс — поле составов гранитов Катугинского массива, рассчитанных по валовому составу (силикатный и фторидно-натриевый расплавы) гранитов, по данным (Донская и др., 2018).

Эволюция фторидно-натриевого расплава. В работе (Скляр и др., 2016а) было высказано предположение о происхождении крупных тел криолита за счет коалиценции мелких глобул. Однако тот факт, что глобулы и крупные тела представлены разными модификациями криолита, а также наблюдаемые постепенные переходы β -криолита в α -криолит и наличие низкотемпературных флюидных включений в моноклинном криолите крупных тел, указывающих на его кристаллизацию из раствора, позволяют предполагать более сложный механизм образования крупных тел криолита. Очевидно, что насыщенный флюидом (в первую очередь водой) фторидно-натриевый расплав, образующийся в процессе ликвации первоначально гомогенного расплава, сначала застывает в форме глобул флюидонасыщенного расплава. Далее образование не содержащего воды криолита из флюидосодержащего расплава в процессе снижения температуры приводит к обособлению флюидной фазы в форме рассола, из которого кристаллизуется высокотемпературный кубический β -криолит, трансформирующийся при дальнейшем охлаждении в моноклинный α -криолит. В мелких глобулах этот процесс не заметен, поскольку относительно небольшой объем флюидной фазы распределяется по периферии глобулы и в межзерновом

пространстве. В высокотемпературном β -криолите и моноклинном α -криолите содержатся исключительно флюидные включения, что свидетельствует о преобразовании фторидного расплава в рассол по мере снижения температуры. Известно (Загорский, Перетяжко, 2006), что криолит может образовываться из горячих водных растворов, обогащенных фтором. Таким образом, магматическая стадия образования криолита в гранитах Катугинского массива сменяется постмагматической гидротермальной стадией. Гидротермальный криолит, в отличие от магматического, часто наблюдается в пегматоидных скоплениях и в жилах со следами миграции флюидной фазы. Кроме того, в наиболее крупных скоплениях криолита постепенно увеличивается количество и размеры однофазовых флюидных включений и минералов: кварца, гематита, литиевых слюд, эгирина и других. Например, длина игольчатых кристаллов эгирина в линзах и гнездах криолита достигает 3–5 см. Линзы и гнезда гидротермального криолита в скоплениях имеют резкие контакты с вмещающими гранитами, отсутствуют реакционные взаимоотношения между ними и метасоматическая зональность. В них присутствуют все признаки тел, кристаллизующихся из фторидной флюидной фазы, заполняющей трещины и полости в гранитах.

Большая часть флюидных включений в β -криолите и α -криолите декрипитирована или уничтожена при метаморфизме. Переход β -криолита в α -криолит постепенный. В выделениях кубического высокотемпературного β -криолита наблюдаются сначала “пятна” анизотропного полисинтетически сдвойникового α -криолита, а затем кубический криолит полностью замещается моноклинным α -криолитом. Моноклинный α -криолит также содержит первичные и вторичные исключительно флюидные включения, свидетельствующие о его кристаллизации из рассола или раствора. Первичные флюидные включения в α -криолите образовались до метаморфизма, так как они практически все декрипитированы и “развальцованы” в результате наложенных метаморфических преобразований (рис. 2п, 2р). Соответственно они не пригодны для термометрических исследований. Вторичные флюидные включения, вероятно, образованные при метаморфизме (рис. 2о, 2с), сохранились значительно лучше, температура их гомогенизации варьирует от 250 до 450°C. Представляется, что на основании ранее полученных данных (Архангельская и др., 2004) об аналогичных температурах гомогенизации флюидных включений в α -криолите и был сделан вывод о метасоматическом, не связанном с кристаллизацией гранитов, образовании всех криолитовых тел в Катугинском массиве.

Возможные модели формирования гранитов Катугинского комплекса. На основании полученных

данных можно предложить как минимум два различных сценария их формирования.

Предположим, что граниты Катугинского и Западно-Катугинского массивов кристаллизовались из единой гомогенной порции расплава, дифференциация которого (фракционирование криолитовых глобул и циркона) привела к формированию разных по содержанию криолита и рудных компонентов участков. При этом можно рассматривать расплав, из которого кристаллизовались биотитовые граниты (преимущественно Западно-Катугинский массив), как расплав, из которого криолитовые глобулы были практически полностью сепарированы и аккумулярованы в расплаве, из которого формировались эгирин-рибекитовые и рибекитовые граниты Катугинского массива. Однако граниты Катугинского и Западно-Катугинского массивов значимо различаются по содержаниям Zr, Nb, Ta, Th и U (рис. 7в–7ж), одним из концентраторов которых является циркон. Наличие отдельных образцов гранитов с низкими концентрациями этих элементов в Катугинском массиве вполне объяснимо фракционированием циркона с образованием как обогащенных, так и комплементарных им обедненных расплавов. Таким образом, для объяснения этих различий в рамках рассматриваемой модели необходимо допустить совместное фракционирование не только глобул криолита, но и циркона.

Теоретически такой процесс возможен. Согласно данным многих исследователей, снижение содержания фтора в силикатных расплавах, изменивших свой состав в результате проявления ликвации, приводит к резкому снижению в них растворимости Zr, Nb, Ta и других редких элементов (Когарко, 1981; Граменицкий и др., 2008). Как следствие, это приводит к массовой кристаллизации редкометалльных минералов (циркона, колумбита, пироклора и других). Именно подобная кристаллизация редкометалльных минералов и наблюдается в Катугинском массиве. О быстрой кристаллизации редкометалльных минералов свидетельствует многочисленность в них расплавных включений, составляющих до трети объема кристаллов (рис. 6а), а совместное проявление ликвации и кристаллизации циркона подтверждается близкими оценками температуры, при которой протекали эти процессы. Направление фракционирования циркона однозначно: за счет значительно более высокой плотности кристаллы циркона должны погружаться под влиянием гравитации. Направление фракционирования криолитовых глобул не очевидно, поскольку плотность криолитового расплава значительно ниже плотности силикатного расплава, а плотность криолита примерно соответствует плотности циркона. Опираясь на необходимое для данной модели предположение о совместном и однонаправленном фракционировании криолитовых

глобул и циркона, следует ожидать достаточно отчетливой корреляции, в первую очередь концентрации Zr, а также Nb, U, Th с содержанием F. Однако такая корреляция не наблюдается (рис. 7ж). Иными словами, имеющиеся геохимические данные противоречат этой модели.

Представленные в статье данные показывают, что формирование гранитов Катугинского и Западно-Катугинского массивов невозможно объяснить с точки зрения эволюции единого исходного расплава. Скорее всего, они имеют разные источники, которые отличаются главным образом содержанием фтора.

ВЫВОДЫ

1. Значительную роль в формировании редкометалльных гранитов Катугинского массива играли процессы ликвации. Они привели к разделению родоначального для них обогащенного фтором гомогенного расплава на алюмосиликатный и фторидно-натриевый солевой расплавы.

2. Минимальная температура, при которой протекала ликвация в первичном расплаве на алюмосиликатную и фторидно-солевую составляющие, соответствует температуре полной гомогенизации ненарушенных глобул криолита ($760 \pm 25^\circ\text{C}$), практически совпадающей с температурой гомогенизации расплавных включений в цирконе ($760 \pm 10^\circ\text{C}$) и оценкой температуры кристаллизации циркона по Ti-термометру ($785 \pm 76^\circ\text{C}$), что предполагает сопряженность во времени проявления ликвации и массовой кристаллизации циркона.

3. Кристаллизация силикатного расплава протекала в температурном интервале $730\text{--}760^\circ\text{C}$ и сопровождалась фракционированием альбита и кварца. Наряду с этим вариации содержания главных элементов в гранитах Катугинского массива определяются также фракционированием криолитовых глобул, а содержания малых элементов — фракционированием циркона с образованием его шлировидных кумулятивных скоплений.

4. Образование криолитовых глобул в гранитах Катугинского массива обусловлено ликвацией силикатного и фторидно-натриевого расплавов, а крупных тел кристаллического криолита — трансформацией фторидно-натриевого расплава в распол-раствор на постмагматической стадии становления и остывания массива.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за рецензию Т.И. Шекиной и анонимному рецензенту, замечания которых способствовали улучшению работы.

Финансовые источники. Исследования выполнены в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003, а также за счет гранта Российского

научного фонда № 22-27-00191, <https://rscf.ru/project/22-27-00191/>

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н.* Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудн. месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 115–131.
- Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н.* Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения в Читинской области России. Чита: Читинский государственный университет, 2004. 520 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист О-50-XXXIV. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Девятова В.Н.* Фазовые отношения во фторсодержащей гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 198 с.
- Граменицкий Е.Н., Шекина Т.И., Алферьева Я.О., Зубков Е.С.* Распределение элементов I и II групп между ликвидусными фазами насыщенной фтором системы Si-Al-Na-K-Li-H-O // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 26–32.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В. и др.* Петрогенезис и источники расплавов раннепротерозойских гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 52–71.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С.* Малханская гранитно-пегматитовая система // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 4. С. 511–515.
- Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лapidес И.Л., Горегляд А.В.* Щелочные амфиболы редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 228 с.
- Когарко Л.Н., Кригман Л.Д.* Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981. 124 с.
- Котельникова З.А., Котельников А.Р.* Na-F-содержащие флюиды; экспериментальное изучение при 500–800°C и P = 2000 бар методом синтетических флюидных включений в кварце // Геохимия. 2008. № 1. С. 54–68.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М. и др.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В. и др.* Возраст преобразований редкометальных щелочных гранитов Катугинского массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2018а. Т. 478. № 1. С. 54–58.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Докл. АН. 2018б. Т. 479. № 4. С. 412–416.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Толмачева Е.В. и др.* Возраст преобразований редкометальных щелочных гранитов Катугинского массива (Алданский щит) // Докл. АН. 2019. Т. 478. № 1. С. 54–58.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте Катугинского Та-Nb месторождения (Алданско-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // Докл. АН. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
- Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др.* Редкие элементы в цирконе Катугинского редкометального месторождения // Зап. РМО. 2014. Ч. CXLIII. № 5. С. 17–31.
- Летников Ф.А., Глебовицкий В.А., Седова И.С. и др.* Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980. 192 с.
- Перетяжко И.С.* Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // Петрология. 2010. Т. 18. № 2. С. 195–222.
- Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н.* Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплава в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 2. С. 244–250.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И. и др.* Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 254–279.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 560 с.; Т. 2. 631 с.
- Савельева В.Б., Базарова Е.П., Хромова Е.А., Канакин С.В.* Редкоземельные минералы в породах Катугинского редкометального месторождения (Восточное Забайкалье): поведение лантаноидов и Y при кристаллизации насыщенного фтором агаитового расплава // ЗРМО. 2017. Ч. CXLVI. № 4. С. 1–21.
- Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б. и др.* Роль процессов ликвации в генезисе руд катугинского редкометального месторождения (Удоканский хребет) // Тектоника, глубинное строение и минералогия востока Азии: IX Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции. ИТиГ ДВО РАН, 2016а. С. 194–197.
- Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б. и др.* Генезис Катугинского редкометального месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. 2016б. Т. 35. № 3. С. 9–22.

Троицкий И.А., Железнов В.А. *Металлургия алюминия*. М.: Metallurgy, 1977. 392 с.

Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 5. С. 499–516.

Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О. и др. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // *Геохимия*. 2020. Т. 65. № 4. С. 343–361.

Dolej D., Baker D.R. Phase transitions and volumetric properties of cryolite, Na_3AlF_6 : Differential thermal analysis to 100 MPa // *Amer. Mineral*. 2006. V. 91. № 1. P. 97–103.

Candela P.A., Piccoli P.M. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures // *Magmas, fluids, and ore deposits*. Ser. Shorts course series. Victoria, British Columbia. Mineral. Assoc. Canada. 1995. V. 23. P. 5. P. 101–127.

Klemme S. Evidence for fluoride melts in Earth's mantle formed by liquid immiscibility // *Geology*. 2004. V. 32. P. 441–444.

Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Publication, 1985. 312 p.

Thomas R., Foerster H.J., Rickers K., Webster J.D. Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly-evolved tin-granite magmas: a melt-fluid inclusion study // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2005. V. 148. P. 673–683.

Veksler I. V., Dorfman A.M., Kamenetsky M. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluorite melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 11. P. 2847–2860.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol*. 2006. V. 151. P. 413–433.

Role of Liquid Immiscibility in the Formation of the Rare Metal Granites of the Katugin Massif, Aldan Shield

E. V. Tolmacheva¹, S. D. Velikoslavinskii¹, A. B. Kotov¹, A. M. Larin¹, E. V. Sklyarov^{2, 3},
D. P. Gladkochub², T. V. Donskaya², T. M. Skovitina², V. P. Kovach¹, O. L. Galankina¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia*

²*Institute of the Earth crust, Siberian branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

³*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

The paper discusses possible immiscibility between fluoride salt (“cryolite”) and silicate liquids into which the parental melt of the Katugin massif exsolves, and the petrological implications of this phenomenon. Results of a detailed study of the cryolite and zircon are presented. Liquid immiscibility is demonstrated to have triggered the massive crystallization of zircon and, together with the processes of subsequent evolution of the cryolite melt, contributed to the formation of the large cryolite bodies. Data on mineral-hosted inclusions were used to estimate the crystallization temperatures of fluoride salt and silicate melts and outline the pathways of their evolution during the formation of the massif. It is shown that the granites of the Katugin and West Katugin massifs were most likely derived from distinct sources, that differed mainly in fluorine content. Data on the chemical composition of three zircon generations identified in the granites of the Katugin massif are presented.

Keywords: Aldan shield, Katugin massif, liquation, cryolite, zircon, thermobarogeochemistry, melt inclusions