
АССОЦИАЦИЯ Fe–Mg–Al–Ti–Zn ОКСИДОВ В ГРАНУЛИТАХ ОАЗИСА БАНГЕРА, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА: СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕТАМОРФИЗМА СВЕРХВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУР

© 2021 г. д. чл. И. А. Абдрахманов¹, *, д. чл. Ю. Л. Гульбин¹, **, И. М. Гембицкая¹

¹Санкт-Петербургский горный университет, 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: ilnur_01_95@mail.ru

**e-mail: ygulbin@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.05.2021 г.

После доработки 22.06.2021 г.

Принята к публикации 22.06.2021 г.

Изучены особенности состава и взаимоотношений оксидов (минералов надгруппы шпинели, корунда, ильменита, рутила) и силикатов (граната, силлиманита, ортопироксена, кордиерита) из метапелитовых гранулитов оазиса Бангера. Показано, что Fe–Mg–Zn алюмошпинели (X_{Sp1} 0.17–0.52) из матрикса и включений в гранате обеднены хромом, а по содержанию примеси Zn делятся на две группы: алюмошпинели, обедненные этим элементом ($\text{ZnO} < 3$ мас. %), и цинксодержащие алюмошпинели (ZnO 7–20 мас. %), относящиеся к промежуточным членам ряда герцинит–ганит. Отмечены случаи взаимных сростаний герцинита, в том числе обедненного цинком, и кварца. Кроме обособленных зерен в матриксе, цинксодержащие алюмошпинели (цинксодержащий герцинит и ганит с содержанием ZnO до 30 мас. %) образуют включения в ильмените и рутиле. С зернами алюмошпинелей ассоциируют субпараллельные корунд–магнетит–ильменитовые сростки, образовавшиеся в результате распада высокотемпературного твердого раствора титаномагнетита, а также ильменит с ламелями рутила, предположительно возникший при распаде высокотемпературной Fe–Ti фазы – армалколита. Интригующей особенностью минерального состава изученных гранулитов являются “пламевидные” выделения титаносодержащего магнетита и ульвошпинели (X_{Usp} 0.55–0.78), находящиеся в закономерных сростаниях с ильменитом, корундом и игольчатым рутилом. Рассчитанные температуры $U_{\text{sp}}-P_{\text{m}}$ равновесия колеблются в пределах 950–1250 °C. В парагенезисе с ульвошпинелью находится ортопироксен с содержанием Al_2O_3 7–9 мас. %, температура кристаллизации которого, согласно показаниям Grt–Orx геотермобарометра, могла достигать 930–1010 °C. Построенная по результатам минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования $P-T$ траектория метаморфизма закручена по часовой стрелке и демонстрирует: на проградной стадии – синхронный рост температуры и давления до пиковых значений ($T > 1000$ °C, $P \sim 10$ кбар), на ретроградной стадии – изотермическую декомпрессию до 6–7 кбар и последующее изобарическое охлаждение.

Ключевые слова: гранулиты, УНТ метаморфизм, Fe–Mg–Zn алюмошпинели, магнетит, корунд–ульвошпинель–ильменитовые сростки, ортопироксен, минеральная термобарометрия, оазис Бангера, Восточная Антарктида

DOI: 10.31857/S086960552104002X

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря интенсивным исследованиям гранулитов, проводившимся в последние десятилетия, метаморфизм сверхвысоких (>900 °С) температур из экзотического явления превратился в закономерный этап эволюции коллизионных орогенов (Clark et al., 2011; Kelsey, Hand, 2015). По этой причине интерес к изучению проявлений УНТ (ultrahigh-temperature) метаморфизма не ослабевает. На геологической карте мира их выявлено уже более 50 (Kelsey, Hand, 2015).

Основная проблема, с которой сталкиваются геологи при изучении гранулитов – трудность выявления минеральных парагенезисов, образовавшихся при сверхвысоких температурах. За исключением относительно редко встречающихся высокомагнезиальных и высокоглиноземистых пород, УНТ гранулиты сложены минеральными ассоциациями, устойчивыми в широком интервале температур и давлений. На помощь приходят исследования микроструктур агрегатов и составов индикаторных минералов, несущих информацию об экстремальных *P–T* условиях минеральных равновесий.

Восточная Антарктида является регионом, где, в сравнении с другими областями, известно наибольшее число проявлений УНТ метаморфизма. Они расположены в пределах Земли Эндерби и примыкающих районах Земли Королевы Мод и залива Прюдс (комплекс Нейпир, серия Рауэр и др.). Еще одним участком локализации УНТ гранулитов может стать оазис Бангера (Земля Уилкса). Геологическое строение этой территории изучалось советскими и австралийскими геологами. По результатам проведенных исследований была составлена геологическая карта, исследованы главные особенности вещественного состава развитого здесь мезопротерозойского метаморфического комплекса (Равич и др., 1965; Stüve, Wilson, 1990; Sheraton et al., 1995) и получены первые свидетельства высоких и сверхвысоких температур метаморфизма (Stüve, Powell, 1989; Tucker, Hand, 2016). Эти свидетельства создали предпосылки для отнесения упомянутого комплекса к проявлениям УНТ метаморфизма. Новые данные по минералогии метапелитовых гранулитов оазиса Бангера, приводимые в статье, позволяют развить и более надежно обосновать это предположение.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Оазис Бангера является наиболее крупной по площади (~200 км²) частью материкового побережья свободного ото льда в районе Земли Уилкса. В геологическом отношении он входит в состав Восточно-Антарктического щита. По данным М.Г. Равича и др. (1965), К. Стюве и К. Уилсона (Stüve, Wilson, 1990), Дж. Шератона и др. (Sheraton et al., 1995), оазис сложен крупными телами тоналит-гранитовых ортогнейсов, занимающих южную часть территории, и расположенной севернее толщей интенсивно мигматизированных гранат-силлиманит-кордиеритовых парагнейсов (метапелитовых гранулитов), переслаивающихся с амфибол-биотит-пироксеновыми сланцами и гнейсами (основными гранулитами) (рис. 1). Среди мигматитов залегают мощные прослои гранатовых кварцитов и будинированных силикатных мраморов, а также многочисленные жилы гранитового состава. Метаморфическая толща смята в крупную складку северо-западного простирания, крылья которой осложнены многочисленными крутыми, часто изоклинальными складками более высоких порядков. Три системы разломов, к которым приурочены зоны милонитов и диафторических сланцев, разбивают этот участок фундамента на отдельные блоки, незначительно передвинутые друг относительно друга.

В пределах метаморфической толщи залегает несколько интрузивных массивов размером от 5 до 20 км в поперечнике, сложенных породами чарнокитовой серии (гранитами, кварцевыми монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми габбро и монцогаббро, в которых фемические минералы представлены ортопироксе-

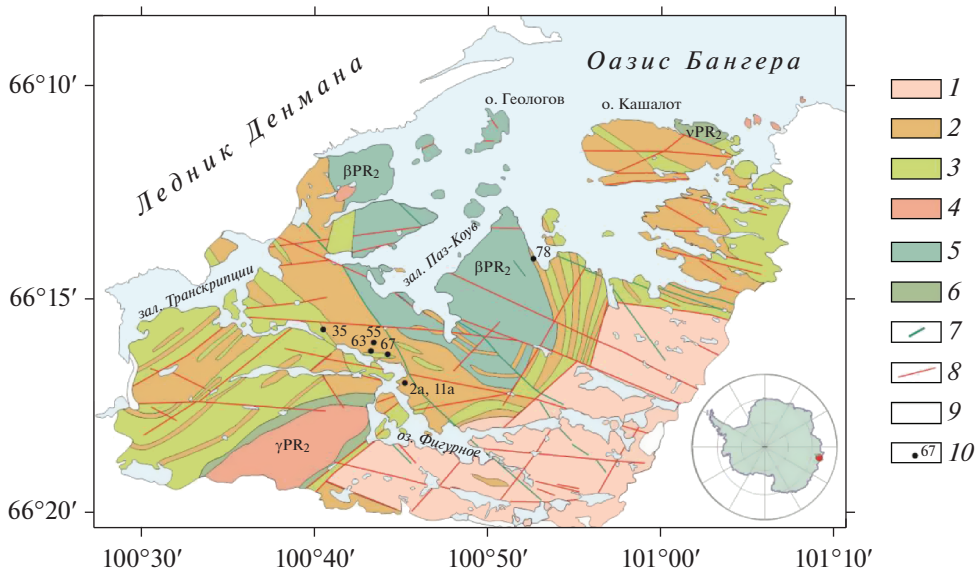


Рис. 1. Схематическая геологическая карта оазиса Бангера. По Равичу и др. (1965) с упрощениями.

1–3 – метаморфический комплекс: тоналит-гранитовые ортогнейсы (1), гранат-силлиманит-кордиеритовые и гранат-биотитовые парагнейсы, гранатовые кварциты и мигматиты (2), амфибол-биотит-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты (3); 4–7 – позднемезопротерозойские интрузивные образования: кварцевые монцодиориты, кварцевые монцониты и граниты (4), кварцевые габбро и монцогаббро, сиениты и сиенито-диориты (5), габбро и кварцевые габбро (6), дайки долеритов (7); 8 – тектонические разрывы; 9 – ледниковый покров; 10 – места отбора образцов.

Fig. 1. Scheme geologic map of the Bunge Hills. After Ravich et al. (1965) with simplifications.

ном, клинопироксеном и биотитом). Породы плутонов и вмещающие гнейсы секутся разновозрастными дайками долеритов.

По данным U-Pb датирования циркона (Tucker et al., 2017), возраст магматического протолита тоналит-гранитовых ортогнейсов, залегающих в юго-восточной части оазиса, определен как неoarхейский (~2800–2700 Ma). Более поздний, палеопротерозойский, возраст имеют протолиты толщи переслаивания парагнейсов (1900–1800 Ma, Tucker et al., 2017) и ортогнейсов (1750–1650 Ma, Sheraton et al., 1992; Tucker et al., 2017). Возраст гранулитового метаморфизма перечисленных образований по данным *in situ* U-Pb датирования монацита из парагнейсов составляет 1240–1150 Ma (Tucker, Hand, 2016) и близок к времени внедрения интрузий чарнокитоидов (1170–1150 Ma, Sheraton et al., 1992). Наиболее молодые образования в регионе являются кембрийские дайки щелочно-основного состава (Sheraton et al., 1992).

Детальное петрографическое описание гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера приведено в нескольких работах (Stüve, Powell, 1989; Sheraton et al., 1995; Tucker, Hand, 2016; Tucker et al., 2017). В качестве типичных парагенезисов, входящих в состав этих пород, исследователи выделяют Grt–Crd–Sp–Ilm, Grt–Sill–Sp–Ilm–Rt и Grt–Orx–Crd¹ с содержанием Al₂O₃ в Orx 2.1–4.9 мас. %. Отмечается отсутствие Sil–Orx и Spr–Qz парагенезисов, хотя найдены образцы не содержащих кварца Orx–Crd ± Grt гранулитов с сапфирином в морене из центральной части оазиса (Sheraton et al., 1995) и в метапелитовой линзе, заключенной в тоналитовом ортогнейсе

¹ В статье использованы обозначения минералов по Р. Кретцу (Kretz, 1983).

(Tucker et al., 2017). При характеристике взаимоотношений шпинели (герцинита) с кварцем, упоминаются наблюдения, свидетельствующие об их взаимных срастаниях или тонких каемках кордиерита, силлиманита и граната, разделяющих два минерала. Оценки пиковых параметров метаморфизма, полученные в упомянутых работах, составляют 750–800 °С, 5–6 кбар для оазиса Бангера (методы минеральной термобарометрии; Sheraton et al., 1995) и 850–950 °С, 6–9 кбар для архипелага Хайджамп, примыкающего к оазису Бангера с севера (метод изохимических диаграмм; Tucker, Hand, 2016).

КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для характеристики рудной минерализации были детально изучены представительные образцы метапелитовых гранулитов, отобранные одним из авторов (И.А.) в ходе 64-й Российской Антарктической Экспедиции (2018/19 гг.). Несколько образцов (2а, 11а, 55, 63, 67) взяты из обнажений, расположенных в прибрежной зоне оз. Фигурного, вблизи базы РАЭ-64 (центральная часть оазиса; рис. 2, *в–г*). Обр. 35 был отобран из обнажения, расположенного в 3.6 км к северо-западу от базы (рис. 2, *д–е*). Обр. 78 – из обнажения, расположенного вблизи бухты Островная, в 7.3 км к северо-востоку от базы (рис. 2, *ж–з*).

Минеральный состав пород изучался в петрографических шлифах. Их валовый химический состав определялся полным силикатным анализом (ВНИИОкеангеология, аналитики Н.Л. Лунёва, Л.В. Тесанова, Н.Е. Трофимова). Состав минералов анализировался с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6460LV с системой энергодисперсионного микроанализа Oxford INCA Energy (Горный университет, аналитик И.М. Гембицкая), а также с помощью электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Для идентификации минералов дополнительно использовался рамановский спектрометр/микроскоп Renishaw InVia с фокусным расстоянием 250 мм, оснащенный полупроводниковым лазером 785 нм (Горный университет, аналитик Е.А. Васильев).

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Все изученные породы сложены Grt–Sil–Crd парагенезисом и содержат дополнительно биотит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, ортопироксен и кварц. В обр. 35 к перечисленным минералам добавляется графит. Гранулиты характеризуются средне-мелкозернистой гранобластовой структурой и полосчатой текстурой за счет чередования кварц-полевошпатовых прослоев с прослоями, обогащенными силлиманитом, кордиеритом, гранатом, биотитом и оксидными фазами. Кали-натровый полевой шпат представлен зернами с однородным внутренним строением и составом, отвечающим формуле $\text{Ort}_{0.85-0.93}\text{Ab}_{0.15-0.07}$. В ряде образцов (2а, 11, 55, 63, 67) наблюдаются мезопертиты с содержанием альбитового минала в составе реинтегрированного полевого шпата до 33–37%. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклаз-андезину An_{26-38} (обр. 55, 67, 78) или андезин-лабрадору An_{48-54} (обр. 11а); в последнем случае зерна плагиоклаза содержат антипертиты. Гранат (альмандин) характеризуется повышенным содержанием пиропового минала ($X_{\text{Mg}} 0.32-0.39$, кроме обр. 35, где X_{Mg} составляет 0.17–0.19), пониженными – гроссулярового и спессартинового миналов ($X_{\text{Ca}} \leq 0.03$, $X_{\text{Mn}} \leq 0.05$). В краевых зонах кристаллов граната, особенно на контактах с биотитом, X_{Mg} закономерно понижается (до 0.24–0.28), что свидетельствует о диффузионном обмене фемическими компонентами между двумя минералами на ретроградной стадии. Ортопироксен (встречен только в обр. 63) представлен реликтовыми зернами в матрице, находится в реакционных взаимоотношениях с более поздним биотитом. Ассоциирует с силлиманитом, образующим включения в гранате. По составу отвечает

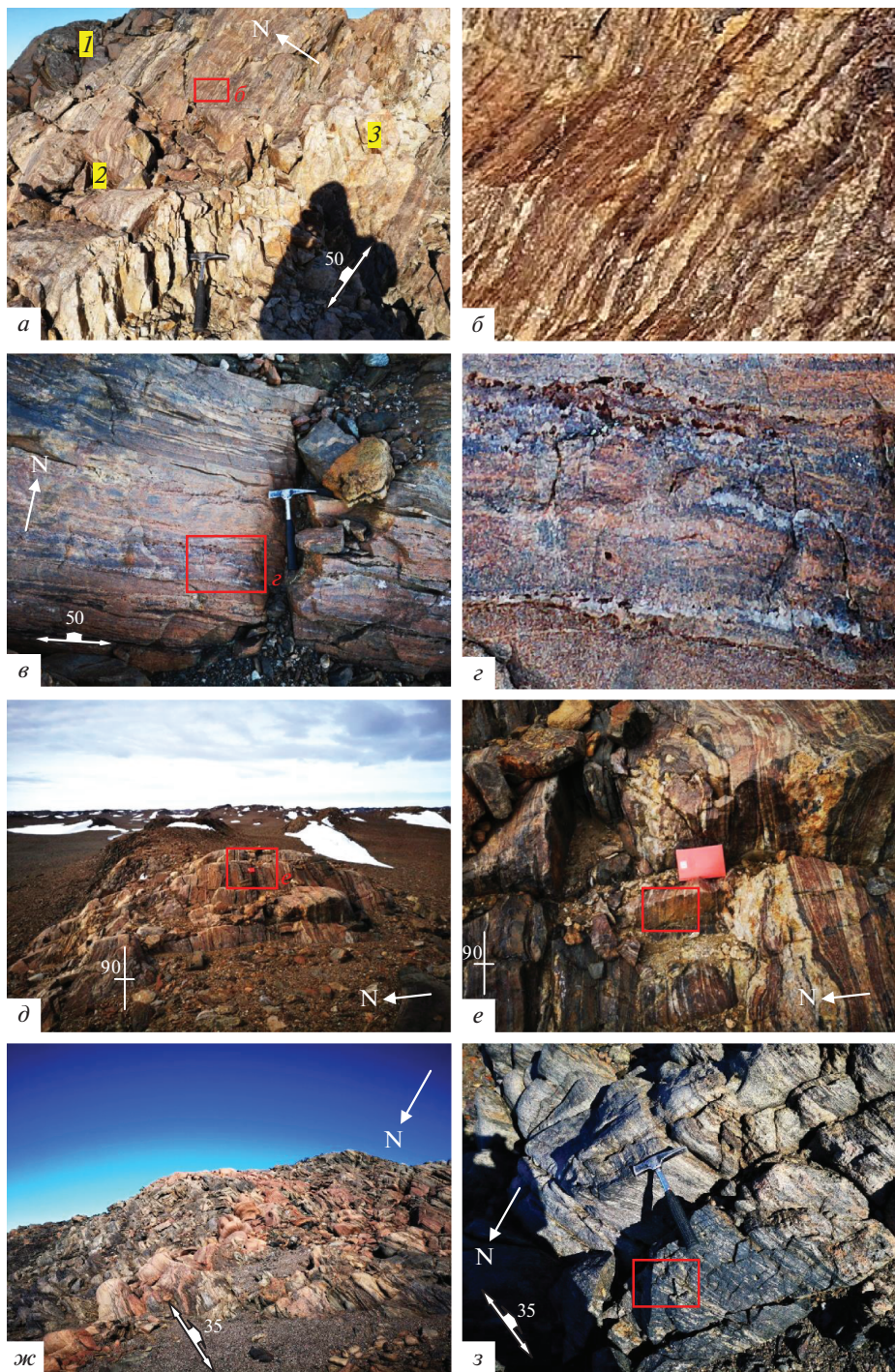




Рис. 2. Фрагменты обнажений, из которых были отобраны изучаемые образцы.

a – т.н. 1 (GPS координаты: 66.16595° S, 100.45364° E), контакт дайки долеритов (аз. пад. 355°, угол 50°) и мигматизированных гнейсов (1 – дайка долеритов, 2 – прослой гранат-силлиманит-биотитовых и гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых гнейсов мощностью 4.2 м, 3 – прослой гранатовых кварцитов мощностью 0.9 м); *b* – место взятия обр. 2а; *в* – т.н. 1, слой графитосодержащего гранат-силлиманит-кордиеритового гнейса мощностью 4 м; *г* – место взятия обр. 11а; *д* – т.н. 6 (66.15455° S, 100.40072° E), слой интенсивно мигматизированных гнейсов (аз. пад. 200°, угол 85°) видимой мощностью 30 м; *e* – место взятия обр. 35; *ж* – т.н. 20 (66.13596° S, 100.52150° E), слой интенсивно мигматизированных гнейсов (аз. пад. 230°, угол 25°–35°) видимой мощностью 35 м с согласными жилами розовых гранитов; *з* – место взятия обр. 78; *и* – т.н. 16 (66.16230° S, 100.43294° E), слой гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов со шпинелью (аз. пад. 113°, угол 86°) мощностью 3 м; место взятия обр. 63.

Fig. 2. Examples of outcrops from which rock samples were collected.

энстатиту (X_{Mg} 0.58–0.61) с высоким содержанием Al_2O_3 (7.3–9.2 мас. %). Кордиерит – высокомагнезиальный (X_{Mg} 0.78–0.84), всегда в той или иной степени подвержен вторичным изменениям. Биотит [флогопит с магнезиальностью $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ 0.65–0.84] представлен несколькими генерациями. Ранний биотит наблюдается в виде включений в гранате, образует пластинчатые кристаллы в матриксе, иногда находящиеся в симплектитовых сростаниях с кварцем и замещающие гранат, слагает короны вокруг выделений рудных минералов. Отличается повышенной титанистостью (TiO_2 3.2–4.8 мас. %). Поздний биотит – в виде мелкочешуйчатых агрегатов и микропрожилков замещает минералы высокотемпературного парагенезиса (гранат, силлиманит, кордиерит, кали-натровый полевой шпат); содержание титана в нем понижено (TiO_2 0.8–3.0 мас. %).

ОКСИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В ассоциации с силикатами в гранулитах наблюдаются Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксиды: алюмошпинели (герцинит, шпинель, ганит), магнетит, ильменит и рутил, реже встречающиеся титансодержащий магнетит и увельшпинель.

Алюмошпинели по данным петрографических наблюдений представлены двумя разновидностями. Наиболее часто встречается зеленая шпинель в виде идиоморфных кристаллов и округлых, вытянутых или неправильных по форме зерен размером 0.1–0.5 мм. Мелкие идиоморфные кристаллы зеленой шпинели образуют включения в гранате, силлиманите и кордиерите (рис. 3, *a*, *b*), рассеяны в кварц-полевошпатовых

прослоях (рис. 3, *в*). Более крупные — наблюдаются в кордиеритовых прослоях и приурочены к интерстициям в агрегатах зерен кордиерита (рис. 3, *е*). Иногда ксеноморфные выделения зеленой шпинели обрастают идиоморфные кристаллы граната и силлиманита (рис. 3, *з, д*), находятся в сростании с ильменитом и содержат микропрожилки позднего магнетита. Менее распространена коричневая шпинель. Она обнаружена только в обр. 11а в виде вкрапленности мелких (до 0.2–0.3 мм) зерен неправильной формы, часто находящихся в сростании с кордиеритом и силлиманитом. Зафиксированы сростания коричневой шпинели с кварцем (рис. 3, *ж*).

По данным микронзондового анализа (табл. 1) зеленая шпинель в четырех изученных образцах (2а, 55, 63, 67) является герцинитом (X_{Mg} 0.17–0.47) или шпинелью (X_{Mg} 0.50–0.52) с примесями Zn и Cr. При этом наименьшими содержаниями этих элементов характеризуется зеленая шпинель из образцов 55, 63 и 67: ZnO 1.3–3.1 мас. % (92% анализов; в обр. 63 встречено одно зерно шпинели, окруженное реакционной каемкой магнетита, с содержанием ZnO 5.3 мас. %), Cr₂O₃ 0.2–1.7 мас. %, минальный состав (содержания герцинитового FeAl₂O₄, шпинелевого MgAl₂O₄ и ганитового ZnAl₂O₄ миналов в %; в скобках число анализов) Hc_{44–66}SpI_{52–30}Ghn₄ ($n = 12$), наибольшими — зеленая шпинель из обр. 2а: ZnO 7.2–8.2 мас. %, Cr₂O₃ 2.9–3.4 мас. %, минальный состав Hc_{53–56}SpI_{30–29}Ghn_{17–15} ($n = 5$). В качестве второстепенной примеси в зеленой шпинели из обр. 2а отмечен ванадий (VO₂ до 0.3–0.5 мас. %).

Коричневая шпинель по составу также отвечает герциниту, но отличается более высоким содержанием цинка (ZnO 11.5–13.9 мас. %). Минальный состав Hc_{50–53}SpI_{25–17}Ghn_{25–30} ($n = 4$), второстепенными примесями выступают хром (Cr₂O₃ 2.1–2.4 мас. %) и ванадий (VO₂ до 1.4 мас. %).

Еще более высоким содержанием цинка обладает зеленая шпинель из обр. 78 (ZnO 14.6–20.1 мас. %). Зерна цинксоодержащей шпинели наблюдаются здесь в матриксе и окружены реакционными каемками магнетита, в той или иной степени замещающего исходный минерал (рис. 3, *з*; рис. 4, *в–е*). Минальный состав Hc_{40–38}Ghn_{30–42}SpI_{30–20} ($n = 6$) указывает на принадлежность этой шпинели к промежуточным членам ряда герцинит–ганит. По составу с ней контрастирует зеленая шпинель, образующая включения в гранате и отличающаяся низким содержанием цинка (ZnO 2.0–3.1 мас. %).

Кроме обособленных зерен, цинксоодержащие алюмошпинели образуют пластинчатые микровключения в ильмените и рутиле (рис. 5). По данным химического анализа (табл. 2), в обр. 11 подобные включения отвечают по составу герциниту и шпинели с содержанием ZnO 16.8–17.0 мас. % и минальным составом Hc_{29–40}SpI_{36–24}Ghn_{35–36} ($n = 3$), в обр. 2а — ганиту с содержанием ZnO 18.3–19.1 мас. % и минальным составом Ghn_{38–42}Hc_{32–29}SpI_{30–29} ($n = 2$), в обр. 35 — ганиту с содержанием ZnO 29.5–30.1 мас. % и минальным составом Ghn_{65–67}Hc_{24–25}SpI_{11–12} ($n = 3$).

Магнетит присутствует в обр. 55, 63, 67 и 78 в сростаниях с ильменитом и шпинелью. Представлен несколькими генерациями. Ранний магнетит образует субпарал-

Рис. 3. Шпинель в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах.

а — включение зеленой шпинели в гранате, обр. 2а; *б* — включение зеленой шпинели в силлиманите, обр. 2а; *в* — включения зеленой шпинели в гранате и зерна шпинели, рассеянные в плагиоклаз-калишпатовом агрегате, обр. 55; *г* — сростания зеленой шпинели с гранатом, обр. 55; *д* — ксеноморфные выделения зеленой шпинели в агрегате зерен силлиманита, обр. 55; *е* — идиоморфные выделения зеленой шпинели, приуроченные к интерстициям в агрегате зерен кордиерита, обр. 67; *ж* — зерна коричневой шпинели в сростании с кварцем, обр. 11а; *з* — выделения зеленой шпинели и продуктов ее окисления (Crn + Mag) с оторочками магнетита и биотита в кордиерит-плагиоклаз-кварцевом агрегате, обр. 78. Красными стрелками показаны случаи обрастания шпинелью граната и силлиманита. Изображения в проходящем свете.

Fig. 3. Spinel in garnet-sillimanite-cordierite gneiss. Transmitted light.

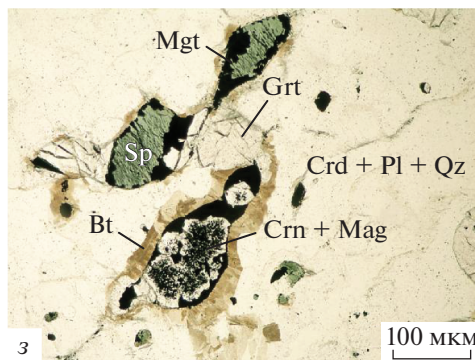
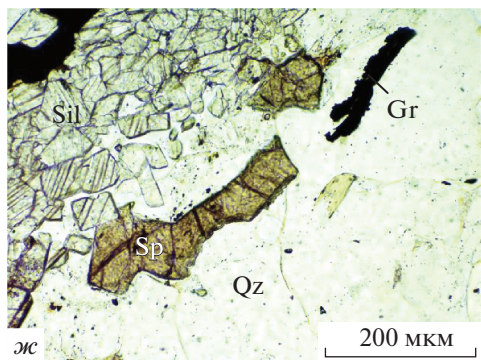
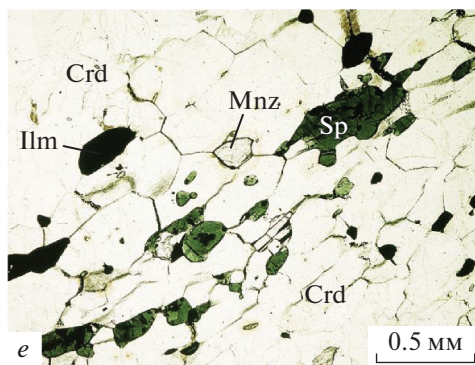
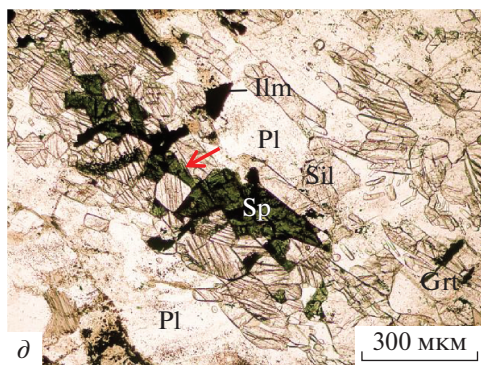
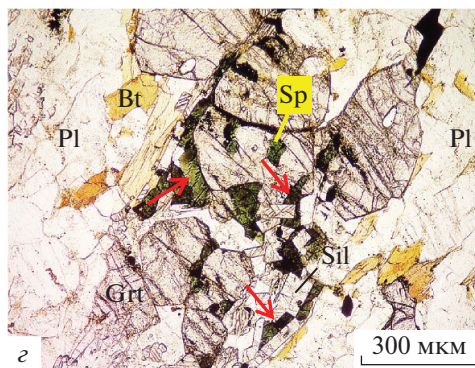
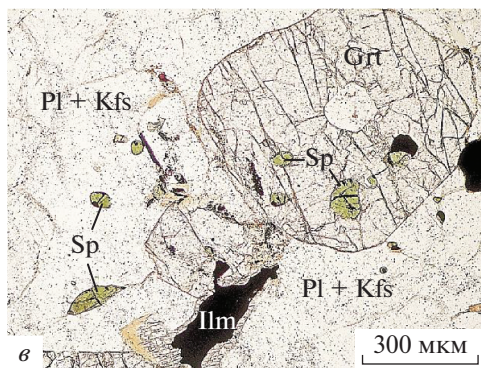
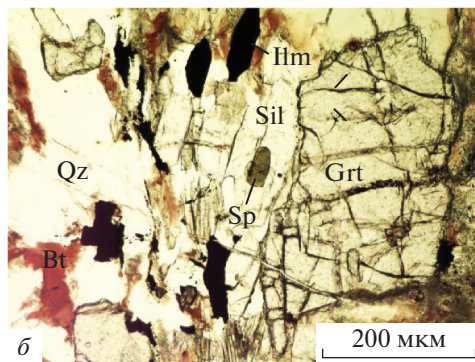
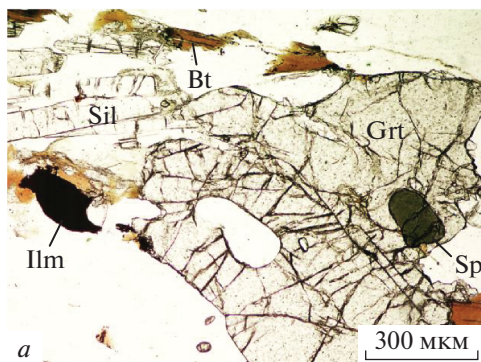


Таблица 1. Окончание

| Образец | 67 | | 78 | | | | | |
|--|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | 029 | 038 | 021 | 061 | 067 | 094* | 102 | 112* |
| Разновидность шпинели (структурная позиция) | з (м) | з (в) | з (м) | з (м) | з (м) | з (в) | з (м) | з (в) |
| Минерал | Нс | Нс | Ghn | Ghn | Нс | Нс | Нс | Нс |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.80 | 0.00 | 0.00 | 0.79 | 0.46 | 0.59 |
| VO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 58.05 | 61.21 | 55.53 | 57.28 | 60.81 | 59.51 | 57.23 | 61.18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.34 | 0.51 | 2.21 | 0.29 | 0.00 | 0.31 | 0.27 | 0.22 |
| FeO* | 32.64 | 24.30 | 17.11 | 17.05 | 15.93 | 27.94 | 20.09 | 25.06 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.35 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 7.14 | 11.33 | 5.06 | 6.34 | 6.98 | 9.41 | 7.32 | 9.81 |
| ZnO | 1.84 | 2.65 | 20.05 | 17.25 | 15.95 | 2.04 | 14.63 | 3.14 |
| Сумма | 100.00 | 100.00 | 100.99 | 98.21 | 99.67 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$) | | | | | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.023 | 0.000 | 0.000 | 0.022 | 0.013 | 0.016 |
| V | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 1.901 | 1.937 | 1.873 | 1.944 | 2.000 | 1.912 | 1.898 | 1.953 |
| Cr | 0.007 | 0.011 | 0.050 | 0.007 | 0.000 | 0.007 | 0.006 | 0.005 |
| Fe ³⁺ | 0.092 | 0.052 | 0.031 | 0.049 | 0.000 | 0.039 | 0.070 | 0.010 |
| <i>B</i> | 2.000 | 2.000 | 1.977 | 2.000 | 2.000 | 1.978 | 1.987 | 1.984 |
| Fe ²⁺ | 0.667 | 0.494 | 0.378 | 0.361 | 0.379 | 0.598 | 0.402 | 0.557 |
| Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.296 | 0.453 | 0.216 | 0.272 | 0.291 | 0.382 | 0.307 | 0.396 |
| Zn | 0.038 | 0.053 | 0.424 | 0.367 | 0.330 | 0.041 | 0.304 | 0.063 |
| <i>A</i> | 1.000 | 1.000 | 1.018 | 1.000 | 1.000 | 1.022 | 1.013 | 1.016 |
| Сумма | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |

Примечание. FeO* – суммарное железо. Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитано исходя из условия баланса зарядов (O = 4). Разновидность шпинели: з – зеленая, к – коричневая, структурная позиция: м – зерна шпинели в матрице, в – включения шпинели в гранате. Ghn – ганит.

Таблица 2. Представительные анализы пластинчатых включений Fe–Mg–Zn алюмошпинелей в ильмените и рутиле (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера
Table 2. Representative analyses of plate-like Fe–Mg–Zn aluminous spinel inclusions in ilmenite and rutile (wt %) from garnet-sillimanite-cordierite gneiss of the Bunger Hills

| Образец | 2a | | 11a | | | 35 | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Анализ | 17-1* | 18-4* | 4* | 5* | 1* | 2* | 5* | 7 |
| Минерал | Ghn | Ghn | Hc | Hc | Spl | Ghn | Ghn | Ghn |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.51 | 0.00 | 0.00 |
| VO ₂ | 0.65 | 0.00 | 0.82 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 58.60 | 53.09 | 53.80 | 54.27 | 59.28 | 54.96 | 55.04 | 56.10 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 3.08 | 4.52 | 5.11 | 1.20 | 0.57 | 0.60 | 0.60 |
| FeO* | 13.33 | 13.41 | 17.20 | 17.23 | 13.13 | 10.33 | 11.25 | 11.14 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 7.07 | 6.32 | 5.53 | 5.35 | 8.71 | 2.17 | 2.25 | 2.14 |
| ZnO | 18.26 | 19.09 | 17.02 | 16.96 | 16.78 | 30.12 | 29.52 | 30.02 |
| Сумма | 98.01 | 94.99 | 98.89 | 98.92 | 99.10 | 98.66 | 98.66 | 100.00 |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$) | | | | | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.015 | 0.000 | 0.000 |
| V | 0.013 | 0.000 | 0.017 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 1.976 | 1.882 | 1.851 | 1.865 | 1.956 | 1.946 | 1.948 | 1.959 |
| Cr | 0.000 | 0.073 | 0.104 | 0.118 | 0.027 | 0.014 | 0.014 | 0.014 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.045 | 0.010 | 0.017 | 0.018 | 0.010 | 0.038 | 0.027 |
| B | 1.990 | 2.000 | 1.983 | 2.000 | 2.000 | 1.985 | 2.000 | 2.000 |
| Fe ²⁺ | 0.319 | 0.293 | 0.410 | 0.403 | 0.290 | 0.250 | 0.245 | 0.249 |
| Mn | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.306 | 0.283 | 0.241 | 0.232 | 0.363 | 0.097 | 0.101 | 0.094 |
| Zn | 0.386 | 0.424 | 0.367 | 0.365 | 0.347 | 0.668 | 0.654 | 0.657 |
| A | 1.010 | 1.000 | 1.017 | 1.000 | 1.000 | 1.015 | 1.000 | 1.000 |
| Сумма | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |

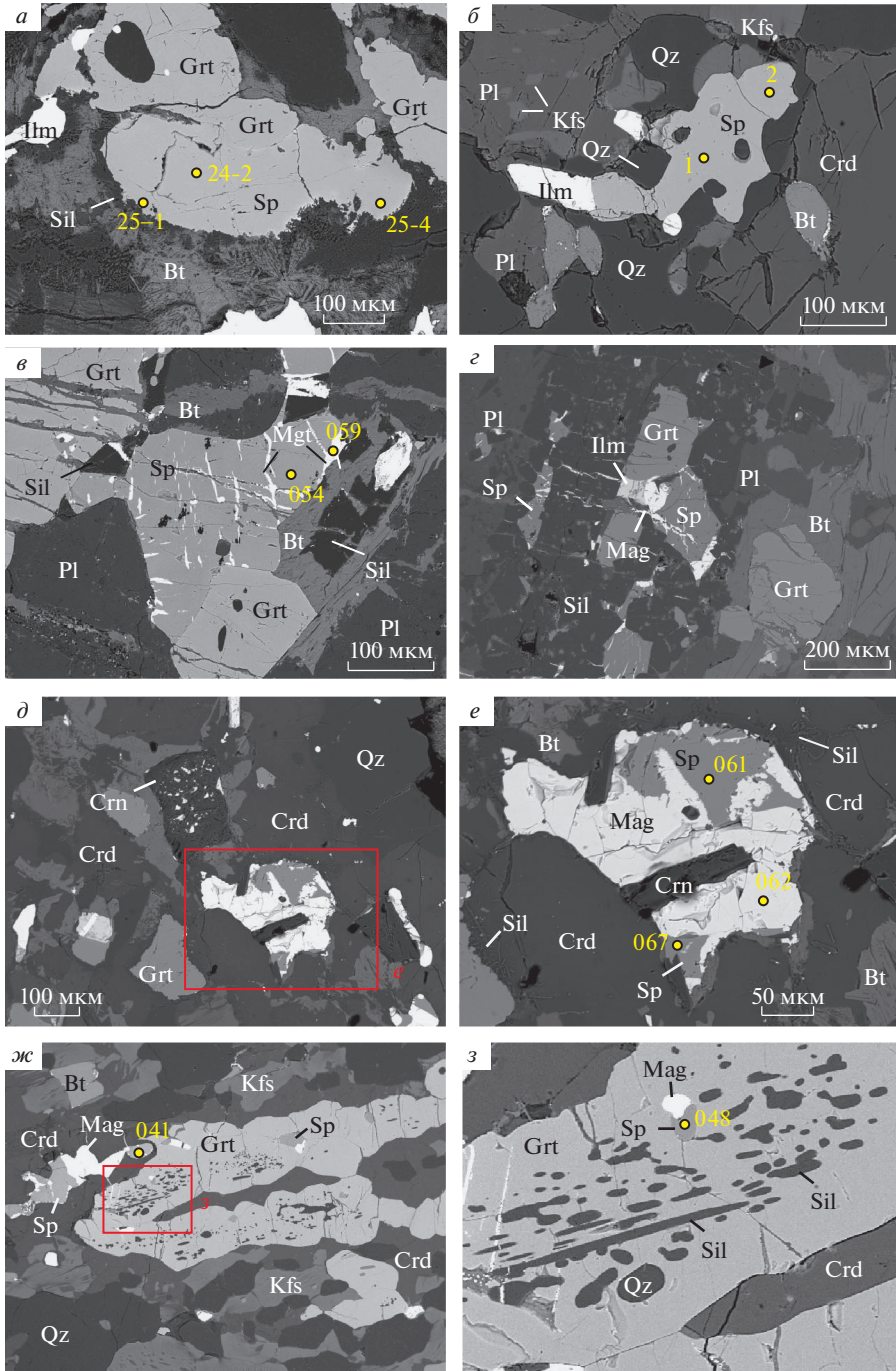
Примечание. * – из анализов исключен титан.

лельные сростки с ильменитом в виде чередующихся пластинчатых выделений двух минералов, ориентированных в одном кристаллографическом направлении (рис. 6). Часто подобные сростки имеют более сложное строение за счет присутствия в ильмените ламелей корунда (рис. 6, 7). Встречаются также обособленные зерна корунда с микровключениями магнетита (рис. 7, в). Поздний магнетит в виде нитевидных прожил-

Рис. 4. Взаимоотношения Fe–Mg–Zn алюмошпинелей с породообразующими и рудными минералами. *a* – сростание герцинита с гранатом, обр. 2a. В нижней части изображения зерно герцинита корродируется поздним биотитом; *б* – сросток герцинита и ильменита в кварц-плагиоклаз-калишпат-кордиеритовом агрегате, обр. 11a; *в*, *г* – зерна герцинита в сростании с гранатом, пересеченные микропрожилками магнетита, обр. 55; *д* – зерно ганита, сростающееся с корундом и окруженное каемкой магнетита, в кордиеритовом агрегате, обр. 78; *е* – увеличенный фрагмент изображения *д*; *ж* – включения шпинели, силлиманита и кварца в гранате, обр. 63; *з* – увеличенный фрагмент изображения *ж*.

Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов табл. 1–3.

Fig. 4. Relations between Fe–Mg–Zn aluminous spinel and rock-forming and ore minerals. BSE images.



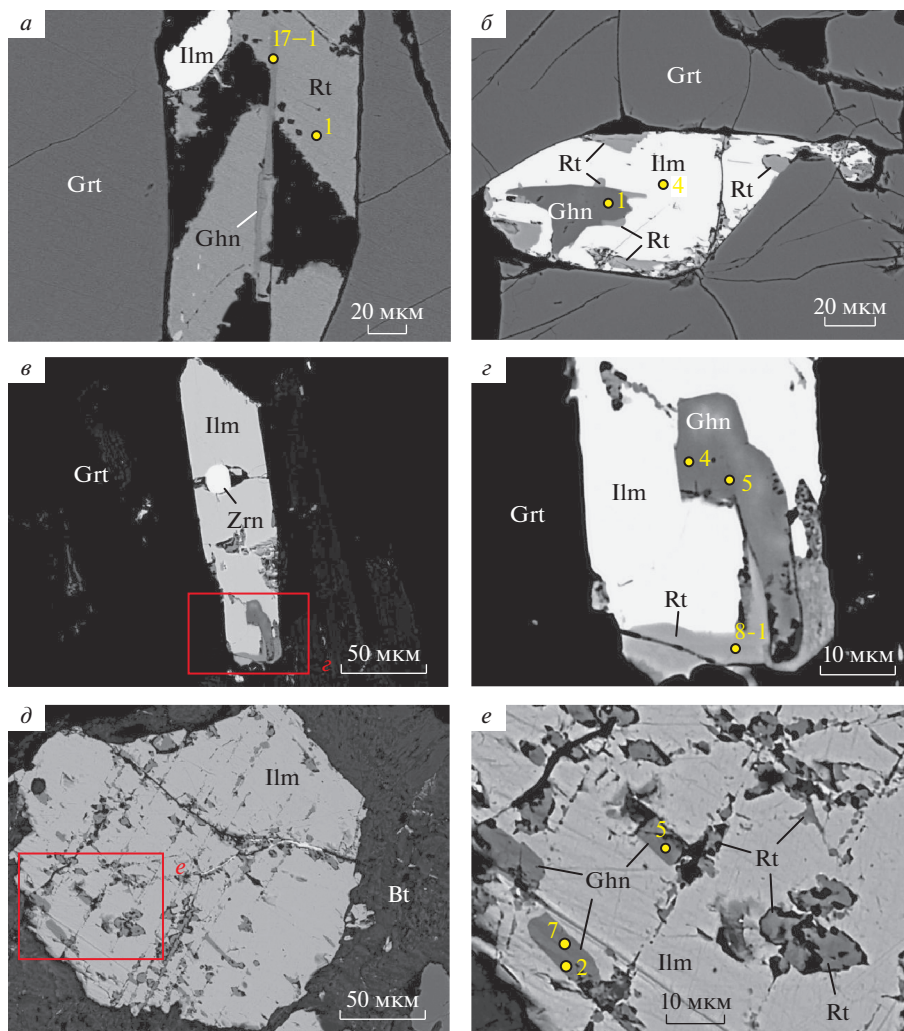


Рис. 5. Включения ганита в ильмените и рутиле.

a – кристалл рутила с пластинчатым включением ганита, обр. 2а; *б* – зерно ильменита с включением ганита и пластинчатыми включениями рутила, обр. 11а; *в* – кристалл ильменита с пластинчатым включением ганита и оторочкой рутила, обр. 11а; *г* – увеличенный фрагмент изображения *в*; *д* – зерно ильменита с пластинчатыми включениями ганита, рассеченное микропрожилками позднего рутила, обр. 35; *е* – увеличенный фрагмент изображения *д*. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов табл. 2, 5, 6.

Fig. 5. Inclusions of gahnite in ilmenite and rutile. BSE images.

ков рассекает зерна шпинели (рис. 4, *в*), обрастает и частично замещает их (рис. 4, *д–е*), образует изометричные зерна, срастающиеся с ильменитом и пространственно ассоциированные с секущими магнетит-лейкоксеновыми прожилками (рис. 8). В обоих случаях минерал отличается низким содержанием примесей (Si, Ti, V, Al, Cr) и составом, близким к теоретическому (табл. 3).

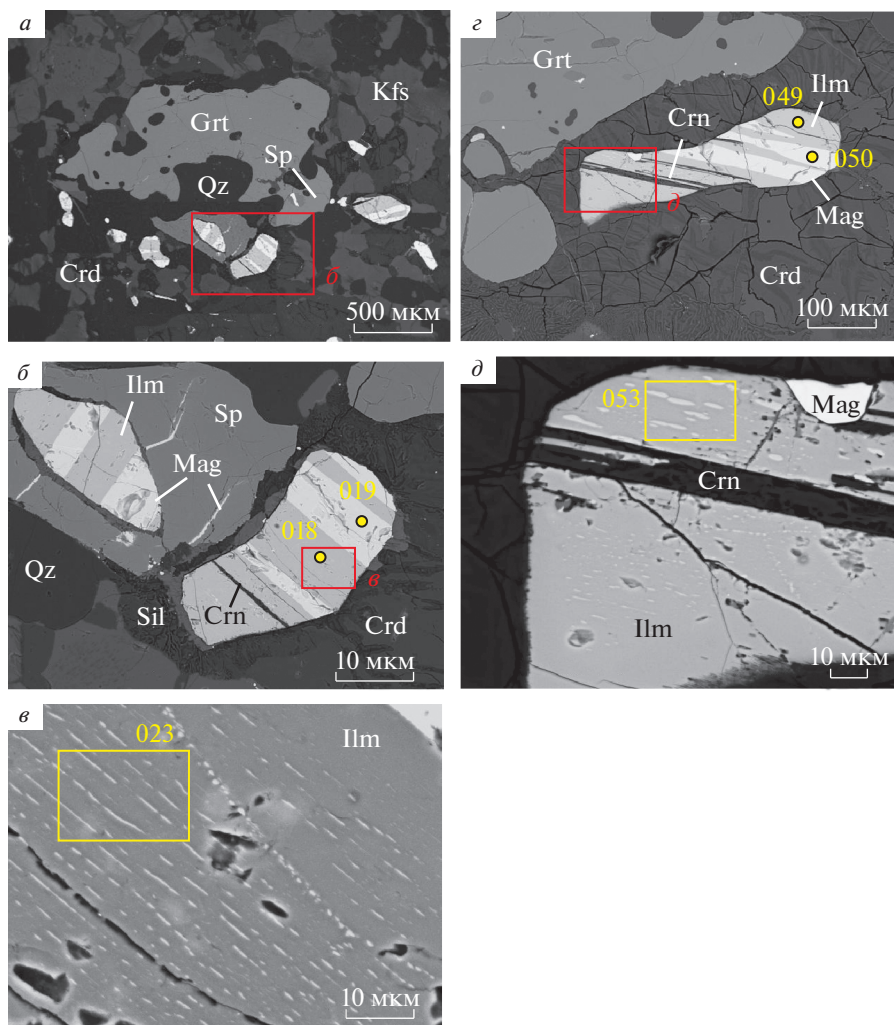


Рис. 6. Субпараллельные магнетит-ильменитовые сростки.

a – пластинчатые сростки магнетита с ильменитом в калишпат-кварц-кордиеритовом агрегате, обр. 67; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. Один из сростков контактирует с зерном шпинели, рассеченным нитевидными магнетитовыми прожилками; *в* – увеличенный фрагмент изображения *б*. Светлые пластинчатые вроски – гематит; *г* – пластинчатые сростки магнетита с ильменитом и корундом в кордиеритовом агрегате, обр. 67; *д* – увеличенный фрагмент изображения *г*. Светлые пластинчатые вроски – гематит. Изображения в обратно-отраженных электронах. Желтыми прямоугольниками показаны участки анализа, выполненные растровым методом. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 3, 5.

Fig. 6. Sandwich intergrowths of magnetite and ilmenite, BSE images.

Титаносодержащий магнетит и ульвошпинель встречены только в обр. 63 в виде продуктов распада высокотемпературного твердого раствора и находятся в закономерном сростании с ильменитом (рис. 9). По существующим классификациям подобных сростаний (Duchesne, 1970; Haggerty, 1991; Tan et al., 2016), основанным на морфологических признаках и включающих “облачный” (cloth), решетчатый (trellis) и субпараллельный (sandwich) типы закономерных Ti-Mag-Ilm агрегатов, они лучше всего соот-

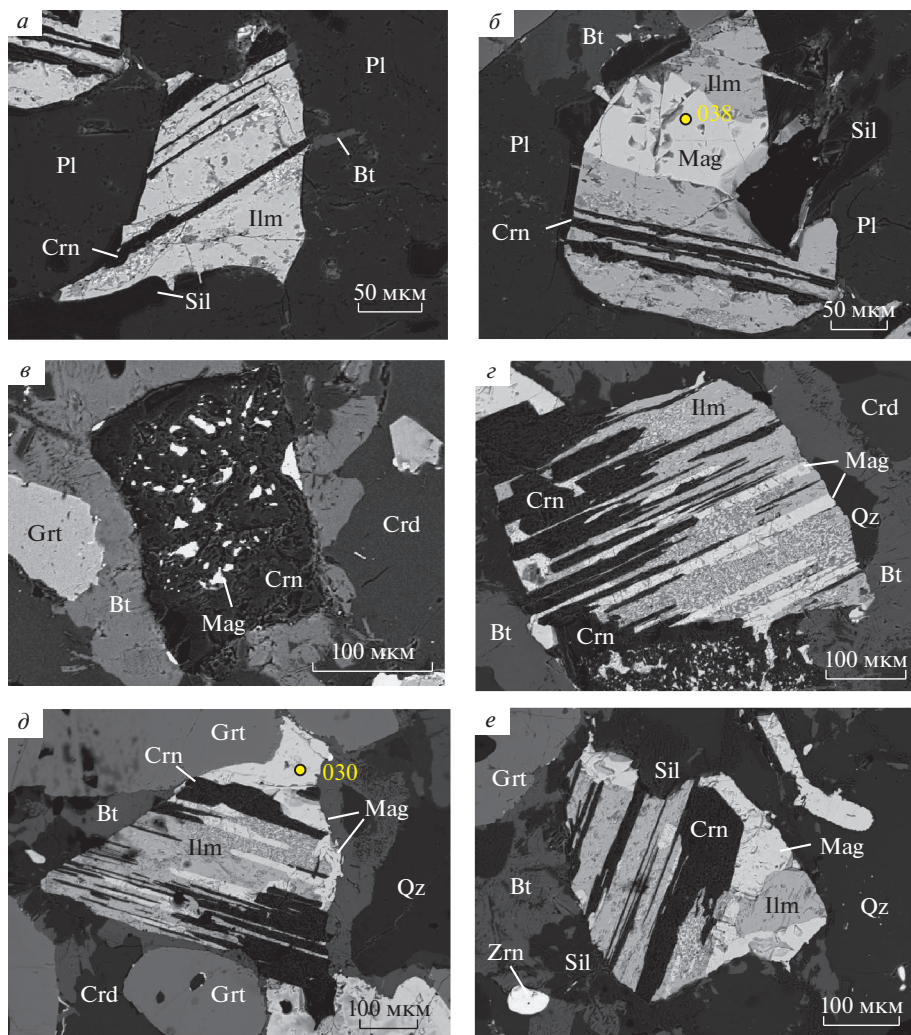


Рис. 7. Корунд-магнетит-ильменитовые сростки.

a – лекоксенизированный ильменит с ламелями корунда, обр. 55; *б* – ильменит с ламелями корунда, находящийся в сростании с магнетитом, обр. 55; *в* – корунд с вростками магнетита, обр. 78; *г*–*е* – лекоксенизированный ильменит с ламелями магнетита и корунда, обр. 78. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 3.

Fig. 7. Corundum-magnetite-ilmenite intergrowths. BSE images.

носятся с последним типом. Его отличительной чертой является чередование относительно широких ламелей титансодержащего магнетита и ильменита, лежащих в одной из четырех различно ориентированных плоскостей {111} магнетита. В изучаемых гранулитах эти ламели имеют “пламенивидный” облик; кроме того, строение Ti-Mag-Ilm сростков осложнено присутствием ламелей корунда и рутила, а также обособленных зерен магнетита, не содержащего титана.

По данным микрозондового анализа (табл 4.), составы обсуждаемых минералов отвечают промежуточным членам изоморфного ряда $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, $0 \leq x \leq 1$, крайними чле-

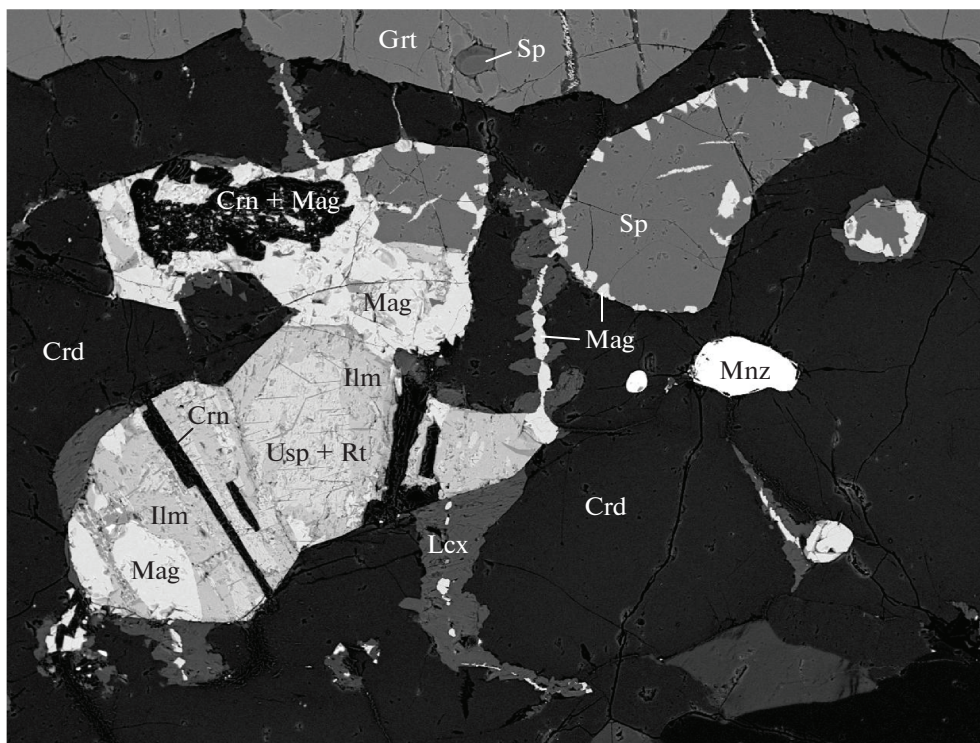


Рис. 8. Взаимоотношения магнетита с Fe–Ti–Al оксидами.

Агрегат кордиерита, герцинита и корунд-магнетит-рутил-ульвошпинель-ильменитовых сростков. Магнетит образует выделения в сростании с ильменитом, каемки замещения вокруг зерен шпинели и секущие прожилки совместно с лейкоксеном. Обр. 63. Изображение в обратно-отраженных электронах.

Fig. 8. Relations between magnetite and Fe–Ti–Al oxides. BSE image.

нами которого выступают магнетит Fe_3O_4 ($x = 0$) и ульвошпинель Fe_2TiO_4 ($x = 1$). Содержание ульвошпинелевого минала в них колеблется от 39–45 (титансодержащий магнетит) до 55–78 мол. % (ульвошпинель). Примесями выступают ванадий (VO_2 0.7–1.4 мас. %), магний (MgO 0.0–0.5 мас. %) и марганец (MnO 0.0–0.1 мас. %)

Ильменит образует рассеянную вкрапленность мелких (0.1–0.3 мм) неправильных по форме зерен, ксеноморфных выделений и идиоморфных кристаллов. Часто он наблюдается в виде включений в гранате и находится в закономерных сростаниях с магнетитом, титансодержащим магнетитом и корундом (рис. 6–9). Содержит оторочки и закономерно ориентированные ламели рутила (рис. 5, б, з; рис. 10, в, з). Нередко по краям зерен, вдоль микротрещин или ламелей в рудных сростках ильменит замещается лейкоксеном (тонкозернистыми агрегатами оксидов титана и железа, рис. 9, б; рис. 10, а, б).

По особенностям внутреннего строения зерна ильменита являются однородными или характеризуются структурой распада твердого раствора ильменит–гематит (Ilm_{ss}). В последнем случае они содержат тончайшие (первые мкм) субпараллельно расположенные ламели фазы, обогащенной железом (рис. 6, в, д; рис. 9, б, в). По данным рамановской спектроскопии (рис. 11), эта фаза, предположительно, соответствует гематиту. (На рамановских спектрах ламелей наблюдаются все пики, характерные для гематита и ильменита, кроме пика 410 см^{-1} .) По данным микрозондового анализа (табл. 4),

Таблица 3. Представительные анализы магнетита (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера

Table 3. Representative analyses of magnetite (wt %) from garnet-sillimanite-cordierite gneiss of the Bunger Hills

| Образец | 55 | | 63 | | 67 | | 78 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Анализ | 038 | 059 | 1-1 | 3-6 | 019 | 050 | 030 | 062 |
| SiO ₂ | 0.63 | 0.74 | 0.38 | 0.37 | 0.00 | 0.00 | 0.58 | 0.36 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.64 | 0.54 | 0.77 | 0.00 | 0.00 |
| V ₂ O ₅ | 0.65 | 0.57 | 0.00 | 0.00 | 0.52 | 0.88 | 0.46 | 0.44 |
| Al ₂ O ₃ | 0.17 | 0.85 | 0.00 | 0.45 | 0.00 | 0.33 | 0.60 | 0.37 |
| Cr ₂ O ₃ | 1.16 | 1.13 | 0.00 | 0.00 | 0.55 | 0.47 | 0.22 | 0.15 |
| FeO* | 87.05 | 88.28 | 98.99 | 98.07 | 87.90 | 89.30 | 91.97 | 91.06 |
| MnO | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 89.66 | 91.57 | 99.41 | 99.53 | 89.51 | 91.75 | 93.83 | 92.38 |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$) | | | | | | | | |
| Si | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| V | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 |
| Al | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| Cr | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ³⁺ | 0.93 | 0.91 | 0.99 | 0.96 | 0.95 | 0.93 | 0.94 | 0.96 |
| Fe ²⁺ | 0.99 | 0.97 | 1.00 | 0.99 | 1.00 | 1.00 | 0.99 | 0.99 |
| <i>B</i> | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 | 2.00 |
| Fe ³⁺ | 0.93 | 0.91 | 0.99 | 0.96 | 0.95 | 0.93 | 0.94 | 0.96 |
| Fe ²⁺ | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.04 | 0.05 | 0.07 | 0.06 | 0.04 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| <i>A</i> | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.00 |
| Сумма | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 3.00 |

Примечание. Формулы магнетита $A(Fe^{3+})_B(Fe^{2+}Fe^{3+})O_4$ рассчитаны катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями *A* и *B* (Bowles et al., 2011).

ильменит содержит примеси Mg (до 0.05 к.ф.) и Mn (до 0.01 к.ф.). Количество гематитового минала (Fe₂O₃) в нем варьирует от долей процента до 6–8 и более мол. %, закономерно увеличиваясь при переходе к образцам, содержащим структуры распада твердого раствора Ilm_{ss} . Кроме раннего ильменита, встречена поздняя генерация этого минерала в виде очень мелких (5–10 мкм) зерен, совместно с зернами позднего рутила образующих реакционные каемки на границах кристаллов граната и биотита (рис. 10, *д–е*).

Рутил представлен несколькими генерациями. Ранний “проградный” рутил слагает относительно крупные (100–200 мкм) призматические и дипирамидальные кристаллы, рассеянные в матриксе, часто находящиеся в срастании с гранатом и образующие включения в гранате (рис. 5, *а*; рис. 10, *д*). По содержанию главных компонентов он близок к чистому TiO₂ (табл. 6). Более поздние выделения рутила входят в состав полиминеральных сростков, возникающих при распаде высокотемпературных минеральных растворов на ретроградной стадии (рис. 5, *б, е*; рис. 9, *з–е*; рис. 10, *в, з*). Подобный “эксклюзионный” рутил содержит примеси железа (FeO* ≤ 1.1 мас. %), ванадия (VO₂ ≤ 4.6 мас. %)

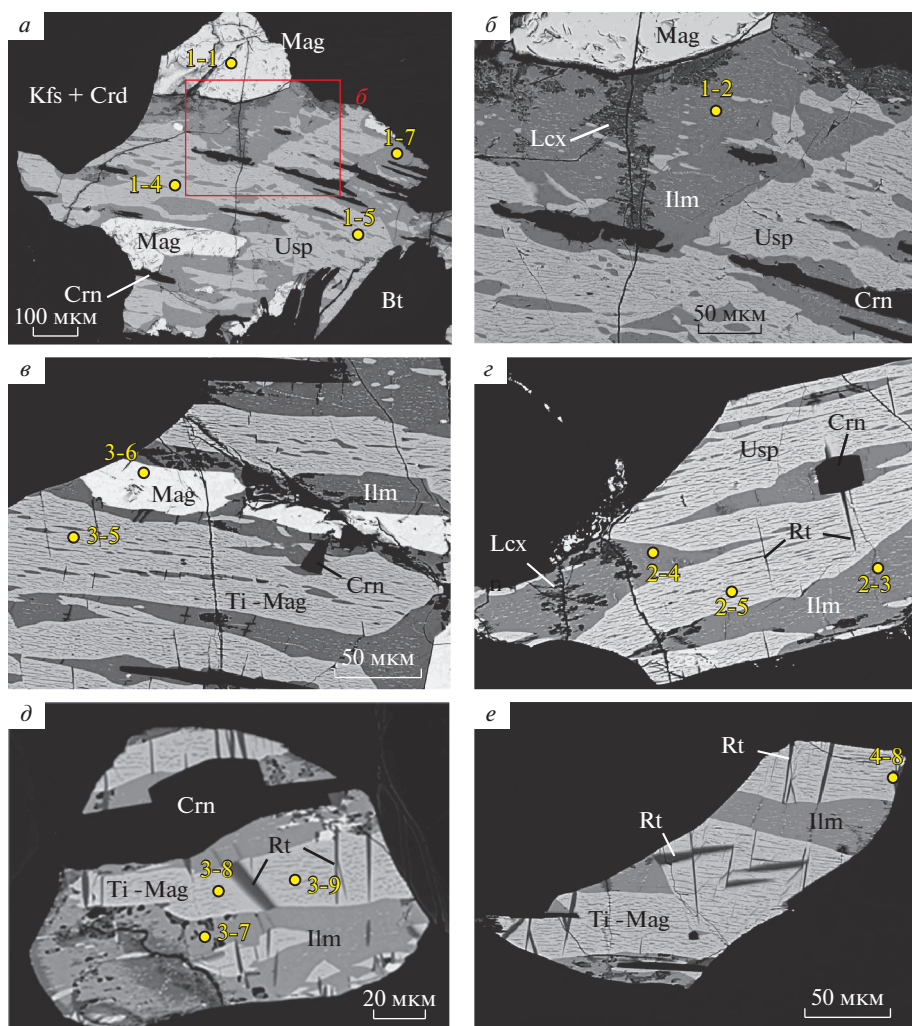


Рис. 9. Срастания ильменита с титаносодержащим магнетитом и улвошпинелью.

a – ильменит с вростками улвошпинели и ламелями корунда в кварц-калишпат-биотитовом агрегате, обр. 63. С ильменитом срастаются обособленные зерна магнетита; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. По микротрещинкам ильменит замещается лейкоксеном (Lcx); *в* – ильменит с вростками титаносодержащего магнетита и ламелями корунда в кварц-биотитовом агрегате, обр. 63. С ильменитом срастаются обособленные зерна магнетита; *г*–*е* – ильменит с вростками улвошпинели и титаносодержащего магнетита, внутри которых располагаются ламели рутила, обр. 63. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 3, 6, 5, 10.

Fig. 9. Intergrowths of ilmenite with titaniferous magnetite and ulvöspinel. BSE images.

и ниобия ($\text{Nb}_2\text{O}_5 \leq 6.4$ мас. %). На заключительных стадиях метаморфической эволюции кристаллизуются мелкие зерна рутила, приуроченные к реакционным каемкам, образующимся при замещении граната биотитом (рис. 10, *д*–*е*), и зерна, входящие в состав лейкоксеновых агрегатов, развивающихся по ильмениту (рис. 5, *е*).

Таблица 4. Представительные анализы титаносодержащего магнетита и ульвошпинели (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера**Table 4.** Representative analyses of titaniferous magnetite and ulvöspinel (wt %) from garnet-sillimanite-cordierite gneiss of the Bunger Hills

| Образец | 63 | | | | | | | |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Анализ | 1-4 | 1-5 | 2-1 | 2-5 | 3-8 | 3-9 | 3-2 | 3-5 |
| Минерал | Usp | Usp | Usp | Usp | Ti-Mag | Ti-Mag | Ti-Mag | Ti-Mag |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.23 | 0.00 | 0.28 | 0.35 | 0.41 |
| TiO ₂ | 24.14 | 20.12 | 28.28 | 25.78 | 14.93 | 16.14 | 14.13 | 15.43 |
| VO ₂ | 0.90 | 0.87 | 0.71 | 0.95 | 1.36 | 1.34 | 0.88 | 1.07 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 74.84 | 78.86 | 70.55 | 72.45 | 83.14 | 81.57 | 84.64 | 83.09 |
| MnO | 0.12 | 0.15 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.46 | 0.30 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 3$) | | | | | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.000 | 0.010 | 0.013 | 0.015 |
| Ti | 0.668 | 0.555 | 0.783 | 0.712 | 0.412 | 0.446 | 0.387 | 0.423 |
| V | 0.024 | 0.023 | 0.019 | 0.025 | 0.036 | 0.036 | 0.023 | 0.028 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.013 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.308 | 0.422 | 0.198 | 0.242 | 0.552 | 0.508 | 0.577 | 0.534 |
| Fe ²⁺ | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| <i>B</i> | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Fe ³⁺ | 0.308 | 0.422 | 0.198 | 0.254 | 0.552 | 0.508 | 0.577 | 0.534 |
| Fe ²⁺ | 0.689 | 0.573 | 0.777 | 0.729 | 0.448 | 0.492 | 0.423 | 0.466 |
| Mn | 0.004 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.000 | 0.000 | 0.025 | 0.016 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| <i>A</i> | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Сумма | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Usp | 0.668 | 0.555 | 0.783 | 0.712 | 0.412 | 0.446 | 0.387 | 0.423 |
| Mag | 0.308 | 0.422 | 0.198 | 0.254 | 0.552 | 0.508 | 0.577 | 0.534 |

Примечание. Формулы минералов ряда магнетит $A_{(Fe^{3+})}B_{(Fe^{2+}Fe^{3+})}O_4$ – ульвошпинель $A_{(Fe^{2+})}B_{(Fe^{2+}Ti)}O_4$ рассчитаны катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями *A* и *B*.

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Grt-Spl-Sil-Qz геотермобарометрия. Герцинит и шпинель относятся к числу характерных минералов метапелитовых гранулитов. В парагенезисе с кварцем они часто рассматриваются как индикаторы высоких и сверхвысоких (>900 °C) температур при метаморфизме (Waters, 1991; Morimoto et al., 2004; Harley, 2008; Kelsey, 2008; Shimizu et al., 2009; Zhang et al., 2012; Kelsey, Hand, 2015, и ссылки в этих работах). Это касается тех разновидностей Fe–Mg алюмошпинелей, которые отличаются пониженным содержанием примесей, в первую очередь Zn и Cr. Вхождение данных элементов в состав алюмошпинелей расширяет пределы их устойчивости в области пониженных температур

Таблица 5. Представительные анализы ильменита (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера**Table 5.** Representative analyses of ilmenite (wt %) from garnet-sillimanite-cordierite gneiss of the Bunger Hills

| Образец | 11a | | 55 | | 67 | | | |
|---|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Анализ | 2 | 4 | 021 | 045 | 018 | 023 | 049 | 053 |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.56 |
| TiO ₂ | 52.89 | 53.06 | 50.58 | 51.51 | 49.11 | 48.06 | 49.92 | 45.78 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.11 |
| FeO* | 45.32 | 44.92 | 48.10 | 46.17 | 48.68 | 48.97 | 47.43 | 52.48 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.50 | 0.55 | 0.14 | 0.48 | 0.20 | 0.09 |
| MgO | 1.19 | 1.41 | 0.00 | 0.00 | 0.84 | 0.66 | 0.55 | 1.08 |
| Сумма | 100.00 | 100.00 | 99.18 | 98.23 | 98.75 | 98.17 | 98.10 | 100.00 |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 2$) | | | | | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.014 |
| Ti | 0.995 | 0.997 | 0.967 | 0.996 | 0.935 | 0.921 | 0.960 | 0.853 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 |
| Fe ³⁺ | 0.005 | 0.003 | 0.033 | 0.004 | 0.065 | 0.079 | 0.040 | 0.133 |
| <i>B</i> | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Fe ³⁺ | 0.005 | 0.003 | 0.033 | 0.004 | 0.065 | 0.079 | 0.040 | 0.133 |
| Fe ²⁺ | 0.938 | 0.931 | 0.956 | 0.931 | 0.900 | 0.886 | 0.935 | 0.825 |
| Mn | 0.013 | 0.013 | 0.011 | 0.012 | 0.003 | 0.010 | 0.004 | 0.002 |
| Mg | 0.044 | 0.052 | 0.000 | 0.000 | 0.032 | 0.025 | 0.021 | 0.040 |
| <i>A</i> | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Сумма | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 |
| Ilm | 0.995 | 0.997 | 0.967 | 0.966 | 0.935 | 0.921 | 0.960 | 0.853 |
| Hem | 0.005 | 0.003 | 0.033 | 0.004 | 0.065 | 0.079 | 0.040 | 0.131 |
| Образец | 63 | | | | | | | |
| Анализ | 1-2 | 1-7 | 2-3 | 2-4 | 3-7 | 4-1 | 4-3 | |
| SiO ₂ | 0.25 | 0.00 | 0.24 | 0.16 | 0.25 | 0.00 | 0.00 | |
| TiO ₂ | 47.72 | 48.15 | 46.56 | 40.25 | 48.66 | 47.22 | 46.75 | |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | |
| FeO* | 50.16 | 50.63 | 51.67 | 58.56 | 49.29 | 50.91 | 51.44 | |
| MnO | 0.36 | 0.27 | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.33 | 0.39 | |
| MgO | 1.00 | 0.95 | 0.85 | 0.63 | 1.14 | 1.03 | 0.85 | |
| Сумма | 99.49 | 100.00 | 99.32 | 99.60 | 98.45 | 99.49 | 98.43 | |
| Коэффициенты в формулах ($A + B = 2$) | | | | | | | | |
| Si | 0.006 | 0.000 | 0.006 | 0.004 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | |
| Ti | 0.899 | 0.903 | 0.878 | 0.754 | 0.916 | 0.889 | 0.881 | |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| Fe ³⁺ | 0.095 | 0.097 | 0.116 | 0.242 | 0.077 | 0.111 | 0.119 | |
| <i>B</i> | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | |
| Fe ³⁺ | 0.095 | 0.097 | 0.116 | 0.242 | 0.077 | 0.111 | 0.119 | |
| Fe ²⁺ | 0.860 | 0.862 | 0.853 | 0.734 | 0.878 | 0.843 | 0.841 | |
| Mn | 0.008 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.007 | 0.008 | |
| Mg | 0.037 | 0.035 | 0.032 | 0.023 | 0.043 | 0.038 | 0.032 | |
| <i>A</i> | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | |
| Сумма | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | 3.000 | |
| Ilm | 0.899 | 0.903 | 0.878 | 0.754 | 0.916 | 0.889 | 0.881 | |
| Hem | 0.095 | 0.097 | 0.116 | 0.242 | 0.077 | 0.111 | 0.119 | |

Примечание. Формула ильменита рассчитана катионным методом в предположении, что Fe³⁺ распределено поровну между позициями А и В (Булах и др., 2014).

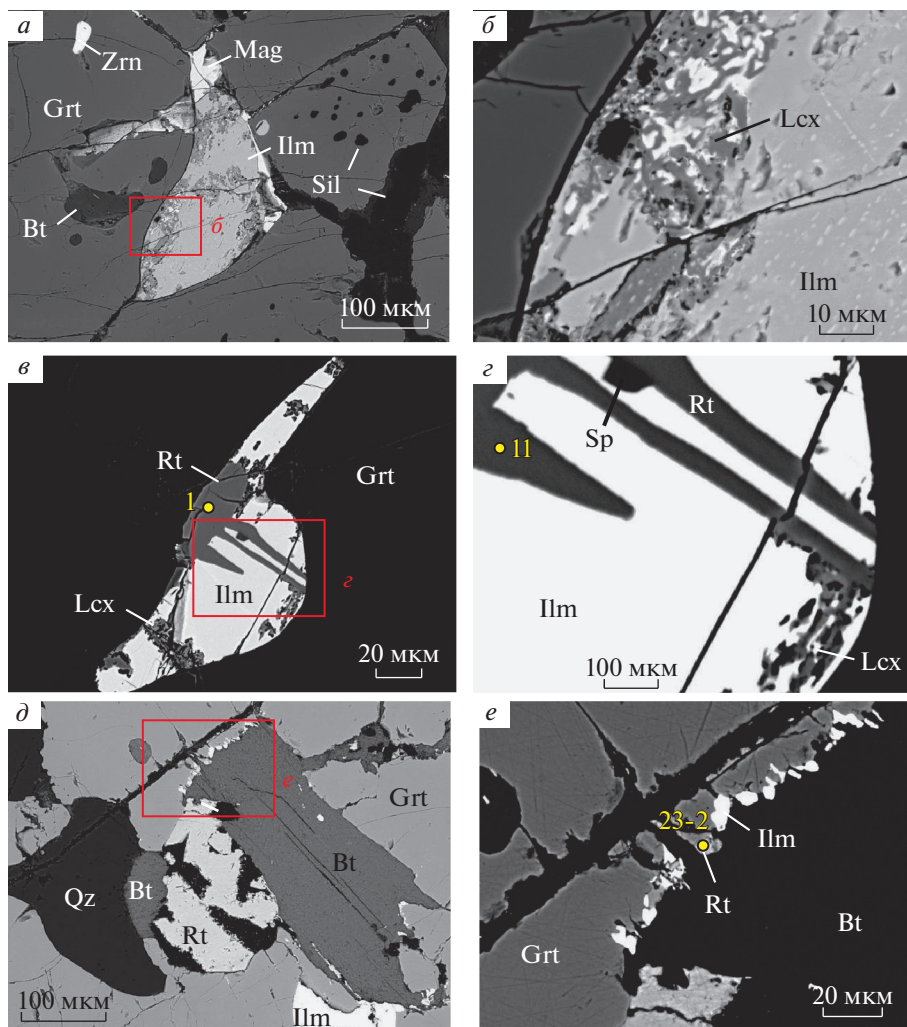


Рис. 10. Ильменит и рутил в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах.

a – включение ильменита, срастающегося с магнетитом и замещенного по краям и вдоль микротрещин лейкоксеном, в гранате, обр. 78; *б* – увеличенный фрагмент изображения *a*. В ильмените наблюдается структура распада твердого раствора Ilm_{ss} . Lcx – лейкоксен; *в* – включение ильменита в гранате, обр. 11а; *г* – увеличенный фрагмент изображения *в*. В ильмените наблюдаются ламели рутила и включения цинкистой шпинели; *д* – сросток биотита с гранатом, содержащим включения рутила и ильменита, обр. 2а; *е* – увеличенный фрагмент изображения *д*. На границе биотита и граната расположена реакционная каемка, состоящая из зерен позднего ильменита и рутила. Изображения в обратно-отраженных электронах. Числа на рисунке соответствуют номерам анализов табл. 6.

Fig. 10. Ilmenite and rutile in garnet-sillimanite-cordierite gneiss. BSE images.

и повышенных давлений (Nichols et al., 1992; Tajčmanová et al., 2009; Zhang et al., 2012). Сходный эффект оказывает окислительная обстановка минералообразования, способствующая вхождению в состав алюмошпинелей Fe^{3+} (Hensen, 1986; Powell, Sandiford, 1988).

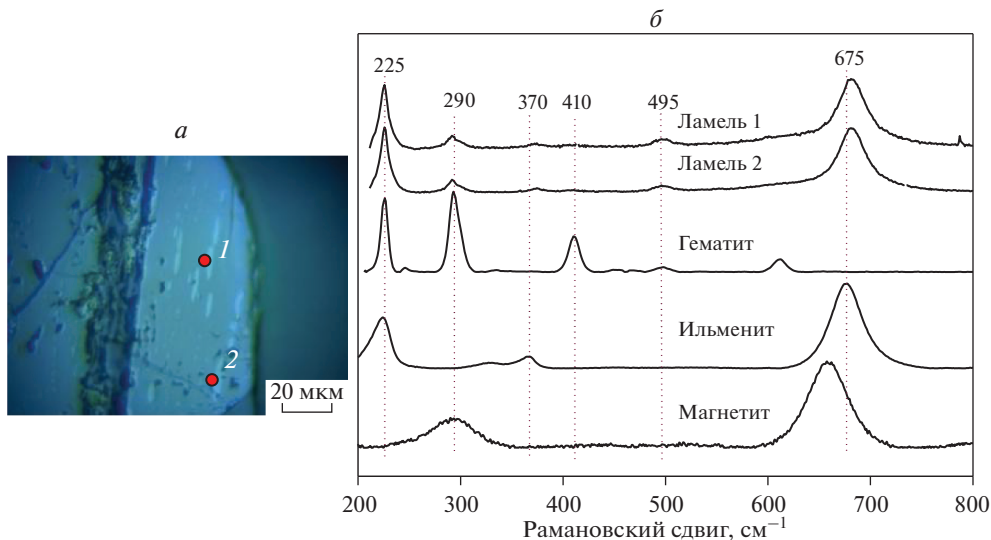
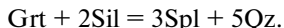


Рис. 11. Ламели высокожелезистой фазы в ильмените (а) и их рамановские спектры (б). Для сравнения на график нанесены эталонные спектры гематита (RRUFF ID R050300), ильменита (RRUFF ID R130214) и магнетита (RRUFF ID R080025).

Fig. 11. Lamellae of the high-ferrous phase in ilmenite (a) and their Raman spectra (b).

Влияние повышенных содержаний цинка в Fe–Mg–Zn алюмошпинелях на их устойчивость в парагенезисе с гранатом изучалось Дж. Николсом и соавторами (Nichols et al., 1992) на примере реакции



Опыты проводились в системе FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–ZnO (FMASZn) при пониженной активности кислорода. На основе проведенных экспериментов был откалиброван Grt–Spl–Sil–Qz геотермобарометр (Nichols et al., 1992).

Как следует из табл. 1, алюмошпинели, входящие в состав матрикса гранулитов оазиса Бангера, обладают пониженными содержаниями Cr₂O₃ (<3.4 мас. %) и Fe³⁺ (<0.09 к.ф.). По содержанию цинка анализы делятся на две группы: (1) с низким (ZnO 1.3–3.1 мас. %, примерно 90% проанализированных зерен в обр. 55, 63, 67) и (2) высоким (7–20 мас. %, обр. 2а, 11а, 78) содержанием примеси. Включения алюмошпинелей в гранате всегда обеднены цинком, даже если алюмошпинели из матрикса обогащены этим элементом (табл. 1, рис. 12).

Оценки давления (*P*), найденные с помощью геотермобарометра Дж. Николса и др. (Nichols et al., 1992) для изученных образцов гранулитов, приведены в табл. 7. Они характеризуются большим разбросом. В интервале температур 850–1050 °С наименьшие значения *P* (4–12.5 кбар) получены для алюмошпинелей из обр. 55, 67 (матрикс) и 78 (включения в гранате). Эти алюмошпинели характеризуются низким содержанием цинка (0.04–0.06 к.ф.) и умеренной магнезиальностью ($X_{\text{Spl}} < 0.40$). Более высокие значения *P* (6.5–14.5 кбар) получены для обр. 2а и 11а, в которых алюмошпинели обогащены цинком, а также для обр. 63, в котором алюмошпинели, будучи обеднены цинком, обладают повышенной магнезиальностью ($X_{\text{Spl}} 0.40–0.52$ к.ф.).

Сходный, но более узкий интервал давлений получен с помощью GASP геобарометра (Holdaway, 2001) для парагенезиса Grt–Sil–Pl–Qz (для 900 °С): 6.5–8.5 кбар (обр. 11а, 55, 63, 67, 78).

Таблица 6. Представительные анализы рутила (мас. %) из гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов оазиса Бангера**Table 6.** Representative analyses of rutile (wt %) from garnet-sillimanite-cordierite gneiss of the Bunger Hills

| Образец | 2a | | | | 11a | | | 63 |
|---------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Анализ | 1-1 | 19-4 | 21-5 | 23-2 | 8-1 | 1 | 11 | 4-8 |
| SiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.25 |
| TiO ₂ | 100.00 | 92.57 | 99.69 | 99.42 | 88.24 | 100.00 | 97.43 | 90.12 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.27 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.58 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO* | 00.00 | 1.01 | 0.13 | 0.00 | 0.75 | 0.00 | 0.81 | 3.06 |
| VO ₂ | 0.00 | 2.67 | 0.00 | 0.00 | 4.63 | 0.00 | 0.00 | 1.44 |
| Nb ₂ O ₅ | 0.00 | 3.75 | 0.00 | 0.00 | 6.38 | 0.00 | 1.76 | 4.86 |
| Сумма | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 95.14 |
| Коэффициенты в формулах (O = 2) | | | | | | | | |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 |
| Ti | 1.000 | 0.940 | 0.998 | 0.995 | 0.901 | 1.000 | 0.982 | 0.924 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe | 0.000 | 0.011 | 0.001 | 0.000 | 0.009 | 0.000 | 0.009 | 0.035 |
| V | 0.000 | 0.026 | 0.013 | 0.000 | 0.046 | 0.000 | 0.000 | 0.014 |
| Nb | 0.000 | 0.023 | 0.044 | 0.000 | 0.039 | 0.000 | 0.011 | 0.030 |
| Сумма | 1.000 | 1.000 | 1.001 | 1.002 | 0.997 | 1.000 | 1.002 | 1.011 |

Примечание. Обр. 2a, ан. 1-1 – включение идиоморфного кристалла рутила в гранате, ан. 19-4 – пластинчатый росток рутила в ильмените; ан. 21-5 – зерно рутила в матрице, ан. 23-2 – мелкое зерно рутила в оторочке, приуроченной к границе замещения граната биотитом; обр. 11a, ан. 8-1 – каемка рутила на краю зерна ильменита, ан. 1 – росток рутила и ильменита; ан. 8 – ламель рутила в ильмените; обр. 63, ан. 4-8 – ламель рутила в ульвошпинели.

Spl-Crd геотермометрия. В обр. 63 и 67 алюмошпинели с низким содержанием Zn ассоциируют с кордиеритом (рис. 3, e; рис. 6, a), что позволяет использовать для оценки температур минеральных равновесий Spl-Crd геотермометр (Vielzeuf, 1983). В его основе лежит обменная реакция $\text{Hc} + \text{Mg-Crd} = \text{Spl} + \text{Fe-Crd}$, которая с ростом температуры смещается в сторону образования более магниальной шпинели. Геотермометр – эмпирический и построен в предположении об идеальности твердых растворов Spl и Crd. Большинство ($n = 10$) температурных оценок, полученных с его помощью, изменяются в пределах от 775 до 890 °C (табл. 8). Три оценки попадают в интервал 660–735 °C, три – в интервал 995–1065 °C. Полученный результат интерпретируется как свидетельство: (1) сверхвысокой (>900 °C) пиковой температуры Spl-Crd равновесия, (2) частичного переуравновешивания составов сосуществующих минералов на ретроградной стадии.

Grt-Orx термобарометрия. В обр. 63 в парагенезисе с гранатом наблюдается ортопироксен, что позволяет использовать для оценки пиковых условий метаморфизма Grt-Orx геотермобарометр. Существуют две версии этого геотермобарометра: (1) учитывающая растворимость Al в ортопироксене, находящемся в равновесии с гранатом, и (2) основанная на обмене фемическими компонентами между двумя минералами. Первая версия базируется на представлениях о чермаковском замещении $(\text{Mg, Fe}) + \text{Si} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ в структуре Орх, которое в присутствии граната контролируется реакцией $3(\text{En, Fs}) + \text{Al}_2\text{O}_3 = (\text{Py, Alm})$. Благодаря низким коэффициентам внутрикристаллической диффу-

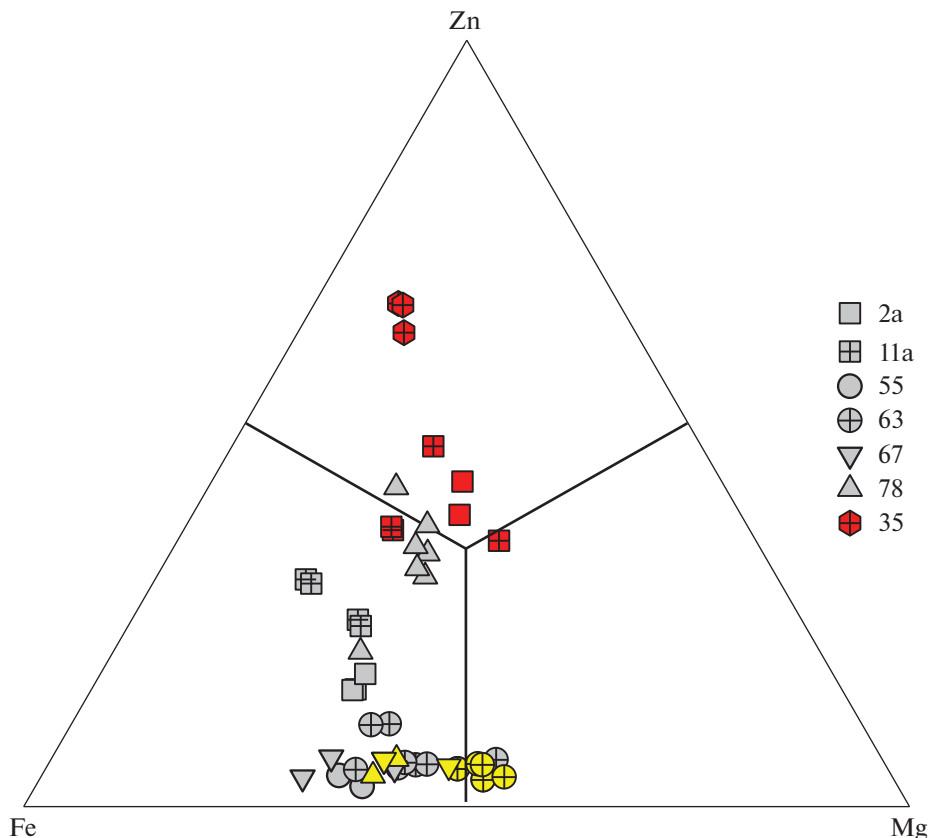


Рис. 12. Тройная диаграмма составов алюмошпинели из гранулитов оазиса Бангера. Желтым цветом показаны составы включений шпинели в гранате, красным – составы пластинчатых микровключений шпинели в ильмените и рутиле.

Fig. 12. Ternary plot of aluminous spinel compositions for the samples discussed in the text. Spinel inclusions in garnet and spinel plate-like inclusions in ilmenite and rutile are marked by yellow and red consequently.

зии алюминия в Орх по сравнению с фемическими компонентами показания “Al-в-ортопироксене” геотермобарометра в наименьшей степени подвержены влиянию ретроградных изменений.

Главными особенностями состава изученного ортопироксена являются умеренная магнезиальность $[Mg/(Mg + Fe)]$ 0.58–0.61] и очень высокое содержание Al_2O_3 (7.3–9.2 мас. %), близкое к предельному содержанию глинозема в ортопироксене из гранулитов (около 12 мас. %; Harley, Motoyoshi, 2000; Harley, 2004). Согласно показаниям “Al-в-ортопироксене” геотермобарометра С. Харли и Д. Грина (Harley, Green, 1982), в интервале давлений 6–10 кбар температура кристаллизации изученного ортопироксена могла достигать 930–1010 °С (табл. 8). Эти значения найдены в предположении, что алюминий в структуре Орх распределен поровну между позициями $M1$ и T , так что $X_{Al}^{M1} = Al/2$ (Pattison et al., 2003). Вхождение в структуру ортопироксена Fe^{3+} нарушает идеальную схему чермаковского замещения и приводит к понижению X_{Al}^{M1} . Как следствие, в этом случае уменьшаются и получаемые с помощью “Al-в-ортопи-

Таблица 7. Давления, оцененные с помощью Grt–Spl–Sil–Qz геотермобарометра
Table 7. Pressures calculated with the Grt–Spl–Sil–Qz geothermobarometer

| Образец/анализ шпинели | X_{Hc} | X_{Spl} | X_{Ghn} | X_{Alm} | X_{Py} | P , кбар | |
|------------------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|------------|---------|
| | | | | | | 850 °C | 1050 °C |
| 2a/24-2 | 0.549 | 0.298 | 0.153 | 0.685 | 0.306 | 8.8 | 14.0 |
| 2a/25-1 | 0.557 | 0.292 | 0.151 | 0.685 | 0.306 | 8.6 | 13.8 |
| 2a/25-3 | 0.562 | 0.292 | 0.147 | 0.685 | 0.306 | 8.5 | 14.5 |
| 2a/25-4 | 0.534 | 0.297 | 0.169 | 0.685 | 0.306 | 9.2 | 13.7 |
| 11a/1 | 0.501 | 0.255 | 0.244 | 0.579 | 0.359 | 7.7 | 12.8 |
| 11a/2 | 0.502 | 0.262 | 0.236 | 0.579 | 0.359 | 7.6 | 12.7 |
| 11a/3 | 0.533 | 0.172 | 0.296 | 0.579 | 0.359 | 7.1 | 12.0 |
| 11a/4 | 0.504 | 0.195 | 0.300 | 0.579 | 0.359 | 7.8 | 12.8 |
| 55/054 | 0.619 | 0.333 | 0.040 | 0.563 | 0.385 | 4.6 | 9.1 |
| 55/069 | 0.605 | 0.369 | 0.026 | 0.563 | 0.385 | 4.8 | 9.5 |
| 55/078 | 0.581 | 0.368 | 0.051 | 0.563 | 0.385 | 5.3 | 10.0 |
| 67/010 | 0.557 | 0.394 | 0.050 | 0.578 | 0.387 | 6.0 | 10.9 |
| 67/025 | 0.621 | 0.315 | 0.064 | 0.578 | 0.387 | 4.8 | 9.4 |
| 67/029 | 0.667 | 0.296 | 0.038 | 0.578 | 0.387 | 3.9 | 8.3 |
| 67/042* | 0.563 | 0.376 | 0.061 | 0.578 | 0.387 | 5.9 | 10.8 |
| 78/078 | 0.507 | 0.286 | 0.207 | 0.620 | 0.312 | 8.4 | 13.6 |
| 78/094* | 0.574 | 0.385 | 0.041 | 0.620 | 0.312 | 6.6 | 11.6 |
| 78/112* | 0.539 | 0.398 | 0.063 | 0.620 | 0.312 | 7.4 | 12.5 |
| 63/040 | 0.531 | 0.415 | 0.054 | 0.588 | 0.382 | 6.9 | 12.0 |
| 63/041 | 0.552 | 0.397 | 0.050 | 0.588 | 0.382 | 6.5 | 11.4 |
| 63/061 | 0.455 | 0.510 | 0.035 | 0.588 | 0.382 | 8.7 | 14.0 |
| 63/083 | 0.602 | 0.351 | 0.048 | 0.588 | 0.382 | 5.4 | 10.2 |
| 63/097 | 0.517 | 0.427 | 0.055 | 0.588 | 0.382 | 7.2 | 12.3 |
| 63/103 | 0.563 | 0.398 | 0.057 | 0.588 | 0.382 | 6.9 | 11.8 |

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочного уравнения Дж. Николса и др. (Nichols et al., 1992). В каждом образце для расчетов использованы анализы граната с наибольшим содержанием магния. Звездочкой отмечены анализы включений шпинели в гранате.

роксене” геотермобарометра температурные оценки [при $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ 0.10–0.12 на 20–50 °C; Harley, 2008].

Один из возможных способов расчета содержания алюминия в позиции $M1$, учитывающий эффект Fe^{3+} , основан на схеме замещения $X_{\text{Al}}^{\text{M1}} = \text{Si} - (2 - \text{Al})$ (Pattison et al., 2003). Использование этой схемы для Орх из обр. 63 дает незначительное снижение температурных оценок: поскольку рассчитанное катионным методом содержание Fe^{3+} в Орх из обр. 63 не превышает 0.015 к.ф. ($M + T = 4$), они уменьшаются всего на 5–6 градусов.

Кроме “Al-в-ортопироксене” геотермобарометра, для оценки условий метаморфизма в породах, содержащих Grt–Orх–Pl парагенезис, могут использоваться реакции смещенного равновесия

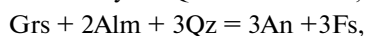


Таблица 8. Температуры, оцененные с помощью Spl-Crd геотермометра
Table 8. Temperatures calculated with the Spl-Crd geothermometer

| Образец/анализ шпинели/ анализ кордиерита | Шпинель | | Кордиерит | | K_D | $T, ^\circ\text{C}$ |
|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------|---------------------|
| | X_{Mg} | X_{Fe} | X_{Mg} | X_{Fe} | | |
| 63/14/16 | 0.489 | 0.511 | 0.891 | 0.117 | 0.117 | 725 |
| 63/15/17 | 0.513 | 0.487 | 0.877 | 0.123 | 0.147 | 875 |
| 63/40/42 | 0.439 | 0.561 | 0.839 | 0.161 | 0.150 | 889 |
| 63/41/42 | 0.418 | 0.582 | 0.839 | 0.161 | 0.138 | 828 |
| 63/83/87 | 0.368 | 0.632 | 0.818 | 0.182 | 0.129 | 784 |
| 63/89/87 | 0.379 | 0.621 | 0.818 | 0.182 | 0.135 | 814 |
| 63/90/87 | 0.402 | 0.598 | 0.818 | 0.182 | 0.149 | 884 |
| 63/97/101 | 0.452 | 0.548 | 0.858 | 0.142 | 0.136 | 819 |
| 63/97/102 | 0.452 | 0.548 | 0.828 | 0.172 | 0.171 | 998 |
| 63/103/106 | 0.426 | 0.574 | 0.853 | 0.147 | 0.128 | 776 |
| 63/103/107 | 0.426 | 0.574 | 0.840 | 0.160 | 0.142 | 845 |
| 67/10/13 | 0.414 | 0.586 | 0.805 | 0.195 | 0.171 | 997 |
| 67/10/15 | 0.414 | 0.586 | 0.794 | 0.206 | 0.184 | 1067 |
| 67/25/28 | 0.336 | 0.664 | 0.810 | 0.190 | 0.119 | 733 |
| 67/29/28 | 0.307 | 0.693 | 0.810 | 0.190 | 0.104 | 662 |

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочного уравнения (Vielzeuf, 1983). Для расчетов использованы анализы рядом расположенных зерен шпинели и кордиерита из матрикса.

$$K = \left(X_{\text{Spl}}^{\text{Mg}} / X_{\text{Spl}}^{\text{Fe}} \right) \left(X_{\text{Crd}}^{\text{Fe}} / X_{\text{Crd}}^{\text{Mg}} \right).$$

описывающие перераспределение Ca и Mg между сосуществующими гранатом, ортопироксеном и плагиоклазом с ростом температуры и давления. Эти реакции положены в основу Grt-Orx-Pl-Qz геотермобарометра (Perkins, Chipera, 1985). В табл. 8 приводятся оценки давления, полученные с его помощью для интервала температур 950–1050 °C на базе двух калибровочных уравнений (Perkins, Chipera, 1985; Moehrer et al., 1988). Найденные значения P лежат в интервале 9–12 кбар, что хорошо согласуется с показаниями “Al-в-ортопироксене” геотермобарометра.

Значительно более низкие температуры и давления показывает Grt-Orx геотермобарометр, основанный на распределении Mg и Fe между сосуществующими минералами. Согласно расчетам, выполненным с помощью калибровочного уравнения Х. Ли и Дж. Гангули (Lee, Ganguly, 1988), они составляют 6–7 кбар, 855–935 °C. Эти параметры очевидно отражают P – T условия, при которых происходило переуравновешивание Grt и Orx на ретроградной стадии. В отличие от оценок, рассчитанных на базе уравнения Ли–Гангули, более высокие параметры метаморфизма, сравнимые с показаниями геотермобарометра Харли–Грина, дает метод коррекции показаний Grt-Orx геотермобарометра, учитывающий Fe–Mg обмен между гранатом и пироксеном при охлаждении породы (RCLC метод; Pattison et al., 2003): 9.3–11.7 кбар, 1019–1122 °C (табл. 9).

Метод изохимических диаграмм. Наряду с методами минеральной термобарометрии для реконструкции условий метаморфизма применялся метод изохимических диаграмм. Моделирование минеральных парагенезисов выполнялось с помощью программы Theriak/Domino (de Capitani, Petrakakis, 2010) на базе внутренне согласованных термодинамических данных tcd55c2d (Holland, Powell, 1998, с обновлениями) и моделей активностей компонентов тройного раствора полевых шпатов (Baldwin et al.,

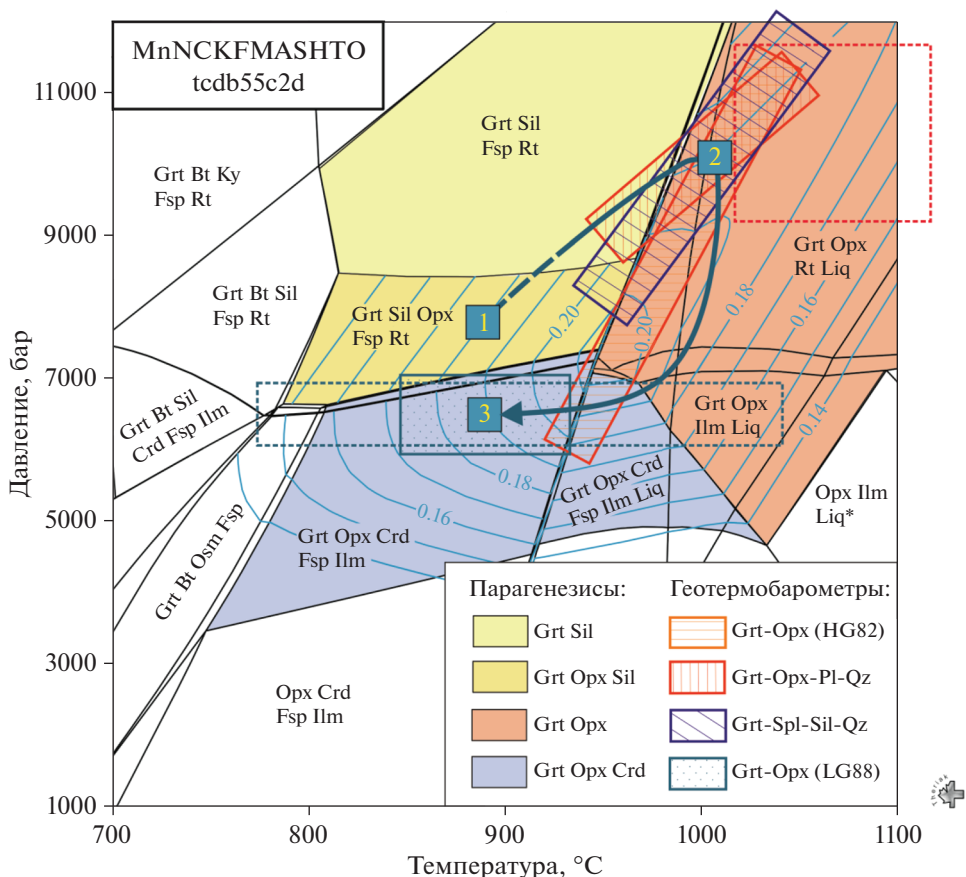


Рис. 13. Isochemical P – T phase diagram for Gr–Sil–Opx–Crd granulite (ср. 63). Валовый состав породы, использованный для расчетов (мол. %): Si 74.62, Ti 0.43, Al 18.27, Fe 4.72, Mn 0.06, Mg 4.90, Ca 1.28, Na 4.85, K 4.61, H 100, O 243.5. Диаграмма построена при условии, что $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$. Все минеральные ассоциации, кроме отмеченных звездочкой, содержат магнетит и кварц (* – бескварцевые ассоциации). Liq – расплав. Красным пунктиром околнурена область температур и давлений, рассчитанных методом RCLC, синим пунктиром – интервал температур, оцененных с помощью Spl–Crd геотермометра. Синими линиями с числами показаны изоплеты $X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}$, синей стрелкой – предполагаемая P – T траектория метаморфизма. Траектория разделена на три фрагмента, отвечающих проградной (1), пиковой (2) и ретроградной (3) стадиям метаморфизма.

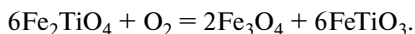
Fig. 13. Isochemical P – T phase diagram calculated for Gr–Sil–Opx–Crd granulite sample 63 with Theriak/Domino software (de Capitani, Petrakakis, 2010) on the base of the internally consistent thermodynamic dataset (Holland, Powell, 1998) assuming that $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$. The bulk-composition used for calculation is (in mol %): Si 74.62, Ti 0.43, Al 18.27, Fe 4.72, Mn 0.06, Mg 4.90, Ca 1.28, Na 4.85, K 4.61, H 100, O 243.5.

2005), четверного раствора граната (White et al., 2007), твердых растворов ортопироксена (White et al., 2002, 2007), кордиерита (Holland, Powell, 1998), осумилита (Kelsey et al., 2004), Mg–Fe алюмошпинелей, биотита (White et al., 2007), ильменита (идеальный раствор). Входными данными для расчетов служили валовые химические составы горных пород.

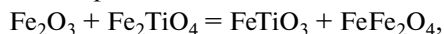
На рис. 13 показана изохимическая диаграмма, построенная для обр. 63 в системе $\text{MnO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ (MnNCKFMASHTO). Кроме полей устойчивости минеральных парагенезисов, на диаграмму нанесены изоплеты содержаний октаэдрического алюминия в ортопироксене ($X_{\text{Al}}^{\text{Ml}} = \text{Si} + \text{Al} - 2$). При интерпретации этих данных следует учитывать, что при заданных содержании кислорода ($\text{O} = 243.5$ мол. %) и активности воды в системе ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$) содержание Fe^{3+} в модельном Орх не превышает 0.02 к.ф. Как можно видеть, все области пиковых температур и давлений, рассчитанных с помощью Grt-Orx, Grt-Orx-Pl-Qz, Grt-Spl-Sil-Qz геотермобарометров, попадают в поле устойчивости Grt-Orx-Liq ($\pm \text{Rt}$, Ilm, Fsp) парагенезисов, причем в ту часть этого поля, которая характеризуется наибольшими значениями $X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}$ (0.18–0.20 к.ф.). Именно такими содержаниями октаэдрического алюминия в позиции M1 обладает изученный природный ортопироксен. Область пересечения этих областей имеет координаты 9–11 кбар, 980–1010 °C.

P–T траектория метаморфизма, построенная с учетом данных минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования, закручена по часовой стрелке и берет начало в поле устойчивости Grt-Sil-Orx или Grt-Sil ($+\text{Rt}$, Fsp) парагенезисов (об этом свидетельствуют включения Sil в гранате и показания GASP геобарометра). На проградной стадии она демонстрирует рост давления и температуры вплоть до пиковых значений, соответствующих полю устойчивости Grt-Orx парагенезиса, на ретроградной – декомпрессию и последующее охлаждение, в результате которых стабилизируется кордиерит и происходит переуравновешивание граната и ортопироксена, а также шпинели и кордиерита в отношении фемических компонентов. Помимо показаний Grt-Orx (LG88) геотермобарометра и Spl-Crd геотермометра, *P–T* условия на ретроградной стадии отражает состав граната, максимальное наблюдаемое содержание магния в котором (0.38) соответствует рассчитанному значению X_{Mg} при давлении 6 кбар и температуре 900 °C.

Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометрия. Исключительно высокие температуры метаморфизма стали причиной появления в гранулитах оазиса Бангера закономерных сростков ильменита и титансодержащего магнетита с необычно высоким содержанием ульвошпинелевого минала (до Usp_{55-78}) (рис. 9, табл. 4). Как известно, во многих эндогенных породах подобные сростки образуются в результате распада высокотемпературного твердого раствора (Mag_{SS}), инициированного окислением ульвошпинелевого компонента этого раствора:



Продуктами распада в свою очередь выступают твердые растворы (Ilm + Hem) и (Mag + Usp), состав которых меняется в зависимости от температуры и парциального давления кислорода. Обменная реакция



описывающая эту зависимость, лежит в основе титаномагнетит-ильменитового термо-оксибарометра (Buddington, Lindsley, 1964; Spencer, Lindsley, 1981; Ghiorso, Sack, 1991; Andersen et al., 1993; Ghiorso, Evans, 2008; Sauerzapf et al., 2008). Оценки температуры и фугитивности кислорода, найденные с помощью Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра для гранулитов оазиса Бангера, приведены в табл. 10. Для расчетов использованы калибровочные уравнения, основанные на экспериментальных данных и моделях твердых растворов Ti-Mag_{SS} и Ilm_{SS} в системах Fe–Ti–O (Andersen, Lindsley, 1985; AS85) и Fe–Ti–Al–Mg–O (Sauerzapf et al., 2008; SL08). Температурные оценки, рассчитанные на базе обоих уравнений, широко варьируют. При использовании уравнения SL08 большинство из них изменяется в пределах от 625 до 1110 °C. В одном случае, для титансодержащего магнетита с максимальным содержанием ульвошпинелевого

Таблица 9. Температуры и давления, оцененные с помощью Grt–Opx и Grt–Opx–Pl–Qz геотермобарометров

Table 9. Temperatures and pressures calculated with the Grt–Opx and Grt–Opx–Pl–Qz geothermobarometers

| Образец/ анализы | Grt | | Opx | | K_D | Pl | Grt–Opx | |
|---------------------|----------|-----------|----------|---------------|-------|----------|------------------|-----------------|
| | X_{Py} | X_{Grs} | X_{En} | X_{Al}^{Ml} | | X_{An} | P_{ref} , кбар | T_{HG82} , °C |
| 63/013-001-050 | 0.387 | 0.018 | 0.610 | 0.195 | 2.40 | 0.219 | 6–10 | 932–997 |
| 63/013-002-059 | 0.387 | 0.018 | 0.582 | 0.181 | 2.14 | 0.217 | 6–10 | 931–995 |
| 63/074-004-079 | 0.382 | 0.022 | 0.601 | 0.202 | 2.35 | 0.211 | 6–10 | 943–1010 |

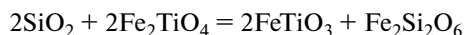
| Образец/ анализы | Grt–Opx | | Grt–Opx–Pl–Qz | | | RCLC | |
|---------------------|------------------|-----------------|----------------|-------------------|------------------|------------|----------|
| | P_{ref} , кбар | T_{LG88} , °C | T_{ref} , °C | P_{PC85} , кбар | P_{M88} , кбар | P , кбар | T , °C |
| 63/013-001-050 | 6–7 | 853–860 | 950–1050 | 9.2–10.2 | 10.0–11.2 | 9.8 | 1057 |
| 63/013-002-059 | 6–7 | 929–936 | 950–1050 | 9.0–9.5 | 9.5–10.6 | 9.3 | 1019 |
| 63/074-004-079 | 6–7 | 871–877 | 950–1050 | 10.2–11.3 | 10.7–11.9 | 11.7 | 1122 |

Примечание. Расчеты выполнены с помощью калибровочных уравнений HG82 (Harley, Green, 1982), LG88 (Lee, Ganguly, 1988), PC85 (Perkins, Chipera, 1985), M88 (Moehrer et al., 1988) и методом RCLC (Pattison et al., 2003) для заданных температур (T_{ref}) и давлений (P_{ref}). При расчетах по уравнениям PC85 и M88 использована

программа GPT (Reche, Martinez, 1996). $K_D = (Fe/Mg)^{Grt}/(Fe/Mg)^{Opx}$. $X_{Al}^{Ml} = Al/2$ при расчете формулы Opx на 4 катиона.

минала (U_{Sp71}), температура, рассчитанная с помощью этого уравнения, оказывается нереалистично высокой (1177 °C). При использовании уравнения AS85 большинство температурных оценок попадает в интервал 545–1085 °C. По сравнению с аналогичными оценками, найденными на базе уравнения SL08, они систематически занижены (в среднем на 30 градусов). В случаях, когда $X_{Usp} > 0.70$, температурные оценки, рассчитанные с помощью уравнения AS85, становятся слишком большими и теряют геологический смысл (табл. 10).

В дополнение к титаномагнетит-ильменитовому термо-оксидбарометру, для реконструкции условий метаморфизма гранулитов оазиса Бангера использовался кварц-ульвошпинель-ильменит-ортопироксеновый (QUILP) термо-оксидбарометр, в основе которого лежит реакция, описывающая равновесие сосуществующих Fe–Ti оксидов и ортопироксена



(Lindsley et al., 1990). Рассчитанные с его помощью температурные оценки хорошо согласуются с аналогичными оценками, найденными на базе уравнения AS85: в большинстве случаев расхождение между ними не превышает 12–14 градусов, максимальное расхождение составляет 50–55 градусов (табл. 10).

На рис. 14 показана зависимость между рассчитанными значениями температуры и фугитивности кислорода для изучаемых равновесий. На ту же диаграмму вынесены линии Ni–NiO (NNO) и магнетит-фаялитового (FMQ) окислительно-восстановительных буферов. Как можно видеть, точки на графике группируются вдоль линии NNO буфера, демонстрируя закономерное уменьшение fO_2 с падением температуры и буферирование окислительно-восстановительных условий в минеральной системе на ретроградной стадии метаморфизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты минеральной термобарометрии и физико-химического-моделирования свидетельствуют об экстремально высоких (>900 °C) пиковых температурах мине-

Таблица 10. Температуры и фугитивности кислорода, оцененные с помощью Ti-Mag-Ilm и QUILP термо-оксибарометров**Table 10.** Temperatures and oxygen fugacities calculated with the Ti-Mag-Ilm and QUILP thermo-oxymeters

| Обра- зец | Анализы | X_{Usp} | X_{Ilm} | AS85 | | SL08 | | | QUILP | |
|--------------|-------------|-----------|-----------|---------------|-----------------|---------------|-----------------|--------------|---------------|-----------------|
| | | | | $T, ^\circ C$ | $\log_{10}fO_2$ | $T, ^\circ C$ | $\log_{10}fO_2$ | ΔNNO | $T, ^\circ C$ | $\log_{10}fO_2$ |
| 63 | Сросток 1 | | | | | | | | | |
| | 1-4, 1-2 | 0.668 | 0.899 | 1085 | -9.8 | 1108 | -8.8 | -0.22 | 1090 | -9.6 |
| | 1-5, 1-7 | 0.555 | 0.903 | 945 | -11.7 | 956 | -10.8 | -0.13 | 948 | -11.5 |
| | Сросток 2 | | | | | | | | | |
| | 2-1, 2-4 | 0.783 | 0.754 | 1730 | -3.5 | — | — | — | — | — |
| | 2-5, 2-3 | 0.712 | 0.878 | 1245 | -7.8 | 1177 | -8.1 | -0.42 | 1231 | -7.8 |
| | Сросток 3 | | | | | | | | | |
| | 3-8, 3-7 | 0.412 | 0.916 | 810 | -14.2 | 846 | -12.5 | -0.12 | 822 | -13.7 |
| | 3-9, 3-7 | 0.446 | 0.916 | 830 | -13.2 | 880 | -12.0 | 0.03 | 840 | -13.4 |
| | Сросток 4 | | | | | | | | | |
| | 4-5, 4-1 | 0.423 | 0.889 | 875 | -12.5 | 905 | -11.1 | 0.47 | 879 | -12.2 |
| | 4-2, 4-3 | 0.387 | 0.881 | 870 | -12.4 | 877 | -11.6 | 0.50 | 869 | -12.2 |
| | Сросток 5 | | | | | | | | | |
| | 5-20, 5-21 | 0.391 | 0.761 | 960 | -10.3 | 965 | -9.6 | 0.99 | 980 | -9.8 |
| | Сросток 6 | | | | | | | | | |
| | 6-23*, 6-24 | 0.448 | 0.963 | 670 | -19.3 | 750 | -15.8 | -1.10 | 727 | -16.9 |
| | 4-25, 6-24 | 0.310 | 0.963 | 645 | -19.8 | 668 | -16.9 | -0.15 | 685 | -17.7 |
| | Сросток 7 | | | | | | | | | |
| 7-66, 7-67 | 0.334 | 0.939 | 740 | -16.1 | 738 | -14.9 | 0.01 | 734 | -16.0 | |
| 7-69, 7-67 | 0.270 | 0.939 | 720 | -16.6 | 695 | -15.5 | 0.52 | 711 | -16.4 | |
| 7-70*, 7-67 | 0.444 | 0.939 | 770 | -15.7 | 807 | -13.9 | -0.45 | 777 | -15.2 | |
| Сросток 8 | | | | | | | | | | |
| 8-92, 8-91 | 0.290 | 0.967 | 580 | -22.8 | 627 | -18.1 | -0.20 | 628 | -20.1 | |
| 8-94*, 8-95* | 0.419 | 0.919 | 805 | -14.4 | 815 | -13.4 | -0.18 | 819 | -13.8 | |
| 67 | 019, 018 | 0.017 | 0.935 | 575 | -18.8 | — | — | — | — | — |
| | 050, 049 | 0.023 | 0.960 | 545 | -21.6 | — | — | — | — | — |

Примечание. AS85, SL08 – калибровочные уравнения Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра по (Andersen, Lindsley, 1985) и (Sauerzapf et al., 2008) соответственно. Расчеты по уравнению AS85 выполнены с помощью программы ILMAT (Lepage, 2003). Расчеты по уравнению SL08 выполнены для 8 кбар. Расчеты на основе Qz-Usp-Ilm-Orx (QUILP) термо-оксибарометра выполнены с помощью программы QUILF (Andersen et al., 1993) для 8 кбар. ΔNNO – значения фугитивности кислорода относительно Ni–NiO буфера. * – анализы, полученные растровым методом.

ральных равновесий в изученных породах. Сказанное позволяет отнести гранулиты оазиса Бангера к проявлениям УНТ метаморфизма.

Парагенезисами, появление которых в метapelитах ограничено подобными температурными условиями, выступают сапфирин-кварцевый, ортопироксен-силлиманитовый, шпинель-кварцевый, а также некоторые осумилитсодержащие ассоциации (Harley, 2008; Kelsey, 2008). Индикаторная роль шпинель-кварцевого парагенезиса в этом случае ограничена случаями пород, содержащих Fe–Mg алюмошпинели с пониженным содержанием примесей (Zn, Fe³⁺, Cr, V). Примерами могут служить сапфирин-содержащие гранулиты комплекса Падеру, южная Индия (X_{Spl} 0.31–0.62, ZnO < 3 мас. %, Cr₂O₃ < 2 мас. %, T_{max} 900 °C; Lal et al., 1987), Mg-Al гранулиты юго-восточной Индии (X_{Spl} 0.43–0.50, ZnO < 3 мас. %, T_{max} 950 °C; Dasgupta et al., 1995), сходные по составу породы восточной Бразилии (X_{Spl} 0.19–0.23, ZnO < 2.8 мас. %, T_{max} > 1000 °C; Barbosa et al.,

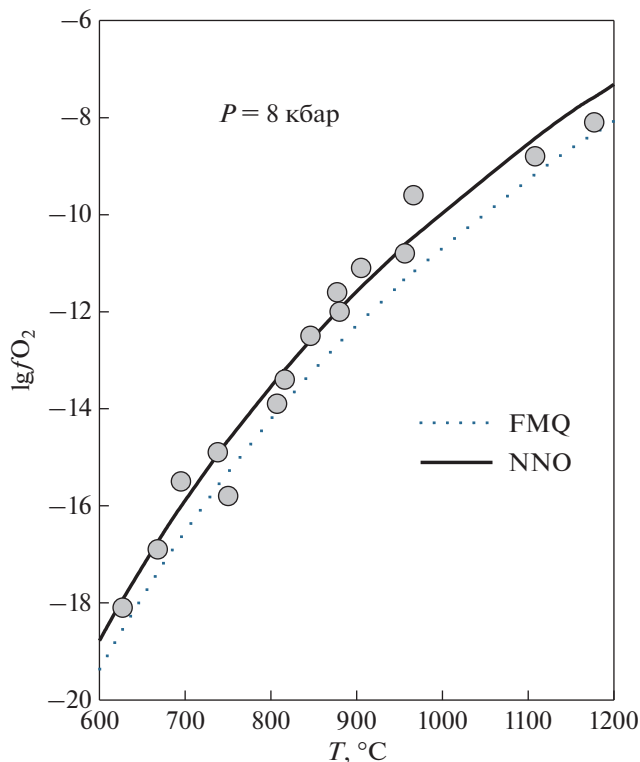


Рис. 14. Зависимость между фугитивностью кислорода и температурой равновесия титаносодержащий магнетит – ильменит, оцененных с помощью калибровочного уравнения Ti-Mag-Ilm термо-оксибарометра (Sauerzapf et al., 2008) для обр. 63. FMQ, NNO – линии фаялит-магнетит-кварцевого и Ni-NiO окислительно-восстановительных буферов соответственно.

Fig. 14. Plot of oxygen fugacities and titaniferous magnetite – ilmenite temperatures estimated for sample 63 using the thermo-oxobarometer of Sauerzapf and others (2008).

2006), сапфирин-содержащие гранулиты Уганды ($X_{\text{Spl}} 0.48–0.61$, $\text{ZnO} < 0.5$ мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 1$ мас. %, $T_{\text{max}} 1000$ °C; Sadinford et al., 1987).

Другие примеры демонстрируют присутствие в метапелитовых породах шпинели с повышенными содержаниями цинка и хрома (хондалиты южной Индии: $X_{\text{Spl}} 0.15–0.31$, $\text{ZnO} 5–10$ мас. %, Cr_2O_3 до 5 мас. %, $T_{\text{max}} > 950$ °C; Morimoto et al., 2004; сапфирин-содержащие гранулиты комплекса Нейпир, Восточная Антарктида: $X_{\text{Spl}} 0.45–0.52$, $\text{ZnO} < 1$ мас. %, Cr_2O_3 до 11 мас. %, $T_{\text{max}} 1000$ °C; Ellis et al., 1980; осумилитсодержащие гранулиты комплекса Лютцов-Хольм, Восточная Антарктида: $X_{\text{Spl}} 0.45–0.54$, $\text{ZnO} 15–21.5$ мас. %, $T_{\text{max}} > 1000$ °C; Kawasaki et al., 2011; сапфирин-содержащие гранулиты Алжира: $X_{\text{Spl}} 0.23–0.56$, ZnO до 2.5 мас. %, $\text{Cr}_2\text{O}_3 2.5–15$ мас. %, $T_{\text{max}} 1050$ °C; Ouzegane, Boumazza, 1996; гранулиты южного Мадагаскара: $X_{\text{Spl}} 0.20–0.45$, ZnO до 13 мас. %, $T_{\text{max}} 880$ °C; Markl et al., 2000; гранулиты Северо-Китайского кратона: $X_{\text{Spl}} 0.33–0.42$, ZnO до 7.5 мас. %, Cr_2O_3 до 2.5 мас. %, $T_{\text{max}} 950$ °C; Zhang et al., 2012). В этих случаях на сверхвысокую температуру минеральных равновесий указывают данные минеральной геотермобарометрии.

В гранулитах оазиса Бангера содержание Cr_2O_3 в зернах Fe–Mg–Zn алюмошпинелей (X_{Spl} 0.17–0.52) из матрикса и включений в гранате не превышает 3.4 мас. %, при этом в большинстве анализов оно составляет десятые доли процента. Распределение цинка подчиняется следующим закономерностям: (1) часть изученных образцов гранулитов содержит Fe–Mg алюмошпинели, обедненные этим элементом ($\text{ZnO} < 3$ мас. %), другая часть – цинксодержащие алюмошпинели (ZnO 7–20 мас. %), относящиеся к промежуточным членам ряда герцинит–ганит, (2) алюмошпинели из включений в гранате всегда характеризуются пониженным содержанием цинка (рис. 12), (3) наиболее высокоцинкистые шпинели встречаются в сростках с корундом и магнетитом. Отмеченные особенности состава и микроструктурная позиция свидетельствуют о наличии двух генераций алюмошпинелей: (1) более ранней высокомагнезиальной (Sp I) с низким содержанием ZnO, образующей включения в гранате, (2) более поздней умеренно- и низкомагнезиальной (Sp II), как с пониженным, так и с повышенным содержанием цинка, рассеянной в матриксе. Первая генерация образует микропарагенезис с кварцем и силлиманитом (рис. 4, ж, з), вторая – находится в сростании с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и другими минералами. Отмечены случаи совместных границ зерен кварца и алюмошпинелей 2-й генерации, в том числе обедненной цинком (рис. 6, а, б). По данным Spl-Crd геотермометрии, пиковая температура кристаллизации Sp II могла достигать 1000 и более °C.

В основе одного из главных геотермобарометров, позволяющих оценивать пиковые условия гранулитового метаморфизма, лежит температурная зависимость содержания Al_2O_3 в ортопироксене из метапелитовых пород. По этой причине многими исследователями состав Орх, ассоциирующего с Grt и Sil, рассматривается как индикатор проявлений УНТ метаморфизма (Harley, 2008). Иллюстрацией этого вывода служит состав Орх из метапелитов, образовавшихся при сверхвысоких температурах: Grt–Орх–Sil гнейсов серии Рауэр, Восточная Антарктида (Al_2O_3 7.5–10.6 мас. %, T_{max} 1050 °C; Harley, 1998), хондалитов южной Индии (Al_2O_3 5.9–8.2 мас. %, T_{max} 920 °C; Nandakumar, Harley, 2000; Al_2O_3 5–9.5 мас. %, T_{max} 1040 °C; Ishii et al., 2006), Grt–Орх гранулитов Намибии (Al_2O_3 8–11 мас. %, T_{max} 970 °C; Brandt et al., 2003), Орх–Sil гранулитов Ангара-Канского блока, Сибирский кратон (Al_2O_3 7.5–8 мас. %, T_{max} 1000 °C; Sukhokov et al., 2021).

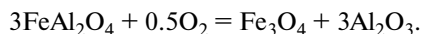
Примером гранулитов оазиса Бангера, содержащих Орх–Sil–Grt парагенезис, служит обр. 63. Силлиманит здесь встречается в виде включений в гранате, ортопироксен – в виде реликтовых зерен, замещаемых кварц-биотитовыми симплектитами. Содержание Al_2O_3 в ортопироксене (7–9 мас. %) превышает нижний предел концентрации алюминия в Орх из УНТ-гранулитов. Согласно данным Grt–Орх термобарометрии, пиковая температура его кристаллизации могла достигать 1010 °C (при давлении 10 кбар).

Еще одной интригующей особенностью минерального состава изученных пород является наличие в обр. 63 субпараллельных сростков ильменита с ульвошпинелью. В гранулитах регулярно наблюдаются подобные сростания, образовавшиеся в результате распада высокотемпературного раствора Ti–Mag_{SS} с предельным содержанием Usp минала в титансодержащем магнетите 50–55 мол. %. Примерами служат метаморфизованные габбро и анортозиты Адирондака, Новая Англия (X_{Usp} 0.16–0.45; Bohlen, Essene, 1977), гранулиты Новой Зеландии (X_{Usp} 0.17–0.52; Oliver, 1978), метаморфизованные граниты северо-западной Шотландии (X_{Usp} 0.32–0.44; Rollinson, 1980), гранулиты юго-восточной Норвегии (X_{Usp} 0.13–0.47; Harlov, 2000). Температуры, при которых были уравновешены ильменит и титансодержащий ильменит, в этих породах не превышают 900 °C (а часто снижаются до 600–800 °C). (Исключение составляют гранулиты Новой Зеландии, для которых рассчитанная температура равновесия Ti–Mag–Ilm составила ~1000 °C.)

В обр. 63 зафиксированы “пламенеvidные” выделения титансодержащего магнетита и ульвошпинели, находящиеся в закономерных сростаниях с ильменитом, корундом и игольчатым рутилом (рис 9). Примерно в половине химических анализов этих выделений содержание ульвошпинелевого минала превышает 50 мол. %, достигая максимальных значений 67–78 мол. % (табл. 4). Рассчитанные температуры равновесия Ti–Mag–Pm для этих анализов колеблются в пределах 950–1250 °C. В случае самого высокого содержания титана ($X_{U_{sp}}$ 0.78) показания геотермометров “зашкаливают”.

Кроме сростков ильменита с титансодержащим магнетитом и ульвошпинелью, в гранулитах оазиса Бангера встречаются субпараллельные сростки ильменита и магнетита, не содержащего титана. Их образование очевидно связано с полным переуравновешиванием составов Fe–Ti оксидов, возникших при распаде твердого раствора Ti–Mag_{SS}, на ретроградной стадии. В обр. 63 такое переуравновешивание было частичным: наряду с ульвошпинелью здесь наблюдаются фрагменты выделений титансодержащего магнетита с пониженным содержанием ульвошпинелевого минала (39–45 мол. %). Синхронно с титансодержащим магнетитом изменяется состав ильменита (содержание гематитового минала в нем уменьшается от 25 до 3 мол. %). На графике T – fO_2 точки составов сосуществующих минералов ложатся на линию NNO буфера (рис. 14). Это свидетельствует о том, что частичное переуравновешивание составов Fe–Ti оксидов происходило при стабильных окислительно-восстановительных условиях вплоть до температуры ~600 °C. Сохранение на этом фоне неизменными выделений высокотемпературной реликтовой ульвошпинели можно объяснить кинетическими причинами: низким содержанием водного флюида, способствовавшего протеканию диффузионных и окислительных процессов, а также относительно быстрым охлаждением породы в начале ретроградной стадии, вплоть до температуры закрытия системы.

Третьей фазой, входящей в состав закономерных ильменит-магнетитовых сростков, выступает корунд, образующий ламели в ильмените и обособленные выделения с включениями мелких зерен магнетита (рис. 4, δ ; рис. 6, 7). Надо отметить, что разнообразные по морфологии сростки корунда с Fe–Ti оксидами в гранулитах описывались и ранее (Moore, 1971; Sengupta et al., 1999; Bose et al., 2009). Это касается в том числе ламелей корунда в ильмените, происхождение которых исследователи связывают с повышенной растворимостью Al_2O_3 в ильмените при сверхвысоких температурах (Sengupta et al., 1999). С учетом ограниченной растворимости Fe_2O_3 в корунде и неограниченной смесимости в системе Fe_3O_4 – $FeAl_2O_4$ в температурной области, расположенной выше магнетит–герцинитового сольвуса (860 °C) (Turnock, Eugster, 1962), одним из возможных механизмов образования магнетит-корундовых агрегатов могла служить реакция окисления герцинита



О возможности протекания этой реакции в изучаемых породах свидетельствуют в том числе микроструктурные данные (рис. 3, ε).

Кроме вышеописанных, в гранулитах оазиса Бангера встречены еще два вида закономерных (кристаллографически ориентированных) сростаний, представленных пластинчатыми вростками ганита в ильмените и рутиле (рис. 5) и ламелями рутила в ильмените (рис. 9, ν , ζ ; рис. 10, ν , ζ). Особый интерес представляет последний вид сростков. В свете недавних исследований акцессорных Fe–Ti оксидов из гранулитов УНТ-проявлений их образование можно связывать с распадом армалколита (Fe, Mg)Ti₂O₅. Будучи открыт как “лунный” минерал (Anderson et al., 1970), армалколит впоследствии был обнаружен в разнообразных земных породах, включая гранулиты (Hayob, Essene, 1995; Miyake, Hokada, 2013). По экспериментальным данным (Lindsley et al., 1974), при давлении ~1 бар “чистый” железистый армалколит устойчив при $T > 1100$ °C. Добавление примесей Al, Cr, Ti расширяет поле устойчивости Fe–Ti оксида в сторону

более низких температур (Kesson, Lindsley, 1975), повышение давления, напротив, способствует стабилизации армалколита при более высокой температуре (Friel et al., 1977).

Рассматривается возможность образования закономерных рутил-ильменитовых сростков в результате реакции



протекавшей на ретроградном этапе эволюции гранулитов. По данным Т. Кавасаки и др. (Kawasaki et al., 2013), описавших закономерные ильменит-рутиловые сростания и детально изучивших предполагаемые *Ilm-Rt* псевдоморфозы по армалколиту из гранулитов комплекса Лютцов–Хольм, Восточная Антарктида, подобная реакция могла иметь место в интервале температур 970–1050 °С при давлении 9–11 кбар. Одним из факторов равновесия выступал состав примесей в армалколите. В случае оазиса Бангера, этими примесями, возможно, являлись окисное железо (входящее в состав ильменита), Nb, V (характерные примеси “эксклюзионного” рутила) и Zn (входящий в состав ламелей ганита в ильмените и рутиле). К сожалению, количественно оценить влияние этого фактора нельзя из-за отсутствия экспериментальных данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены особенности состава и взаимоотношений Fe–Mg–Al–Ti–Zn оксидов (минералов надгруппы шпинели, ильменита, рутила) и силикатов (граната, силлиманита, ортопироксена, кордиерита) из метапелитовых гранулитов оазиса Бангера. В результате проведенных исследований получены следующие свидетельства метаморфизма сверхвысоких температур:

(1) наличие в гранулитах индикаторного парагенезиса Fe–Mg–Zn алюмошпинелей (X_{Spl} 0.17–0.52, $\text{ZnO} < 3$ мас. %) и кварца,

(2) показания *Spl-Crd* геотермометра (T_{max} 995–1065 °С),

(3) высокое содержание Al_2O_3 в ортопироксене (до 7–9 мас. %), температура кристаллизации которого, согласно показаниям *Grt-Orx* геотермобарометра (Harley, Green, 1982), могла достигать 930–1010 °С (при давлениях 6–10 кбар),

(4) присутствие в гранулитах закономерных сростков ильменита и титансодержащего магнетита с необычно высоким содержанием Usp минала (до 55–78 мол. %), образовавшихся в результате распада твердого раствора *Ti-Mag_{SS}* при температуре, возможно превышавшей 1100 °С,

(5) присутствие закономерных сростков ильменита и рутила, предположительно возникших в результате распада высокотемпературной (>900 °С) Fe–Ti фазы – армалколита.

P–T траектория метаморфизма, построенная с учетом данных минеральной термобарометрии и физико-химического моделирования, закручена по часовой стрелке и демонстрирует: на проградной стадии – синхронный рост температуры и давления до пиковых значений ($T > 1000$ °С, $P \sim 10$ кбар), на ретроградной стадии – изотермическую декомпрессию до 6–7 кбар и последующее изобарическое охлаждение.

Авторы благодарят О.Л. Галанкину и Е.А. Васильева за помощь при проведении аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб: Изд-во Санкт-Петербургского государственного университета, 2014. 133 с.

Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С. Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965. 470 с.

Fe–Mg–Al–Ti–Zn Oxide Assemblage in Granulites of the Bungler Hills, East Antarctica: Evidence of Ultrahigh-Temperature Metamorphism

I. A. Abdrakhmanov^{a, *}, Yu. L. Gulbin^{a, **}, and I. M. Gembitskaya^a

^a*Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia*

**e-mail: ilnur_01_95@mail.ru*

***e-mail: ygulbin@yandex.ru*

Composition and relations between oxides (minerals of the spinel supergroup, corundum, ilmenite, rutile) and silicates (garnet, sillimanite, orthopyroxene, cordierite) from metapelitic granulites of the Bungler Hills are studied. It is shown that aluminous spinels (X_{Mg} 0.17–0.52) from the matrix and inclusions in garnet are poor in chromium and divided into two groups by Zn contents: one which is depleted in this element ($ZnO < 3$ wt %) and zinc-bearing spinel (ZnO 7–20 wt %) which is assigned to intermediate members of the hercynite–gahnite series. Intergrowths of aluminous spinels (including Zn-deficient ones) and quartz are observed. Besides individuals in the matrix, aluminous spinels form plate-like inclusions of zinc-bearing hercynite and gahnite with up to 30 wt % ZnO in ilmenite and rutile. Aluminous spinel grains are associated with subparallel corundum-magnetite-ilmenite intergrowths derived from the high-temperature solid solution (Ti–Mg_{SS}) as well as ilmenite with lamellae of rutile possibly produced as a result of breakdown of the high-temperature Fe–Ti phase (armalcolite). The most intriguing feature of the studied granulites is flame-like exsolutions of titaniferous magnetite and ulvöspinel (X_{Usp} 0.55–0.78) occurred in intergrowth with ilmenite, corundum, and needle-like rutile. The calculated temperatures of the Usp–Ilm equilibrium vary between 950 and 1250 °C. Ulvöspinel coexists with garnet and orthopyroxene containing 7 to 9 wt % Al₂O₃. Temperatures estimated using Grt–Opx thermobarometry are in range of 930–1010 °C. The clockwise *P–T* path defined by mineral thermobarometry and isochemical phase diagram modeling shows an increase in temperature and pressure up to peak values of $T > 1000$ °C, $P \sim 10$ kbar, followed by isothermal decompression to 6–7 kbar, and then isobaric cooling.

Keywords: granulite, UHT metamorphism, Fe–Mg–Zn aluminous spinels, magnetite, corundum-ulvöspinel-ilmenite intergrowths, orthopyroxene, mineral thermobarometry, Bungler Hills, East Antarctica

REFERENCES

- Anderson A.T., Bunch T.E., Cameron E.N., Haggerty S.E., Boyd F.R., Finger L.W., James O.B., Keil K., Prinz M., Ramdohr P., El Goresy A. Armalcolite: A new mineral from the Apollo 11 samples. In: *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* Ed. Levinson A.A. New York: Pergamon, **1970**. P. 55–63.
- Andersen D.J., Lindsley D.H. New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *Abstract AGU 1985 Spring Meeting Eos Transactions*. American Geophysical Union, **1985**. Vol. 66(18). P. 416.
- Andersen D.J., Lindsley D.H., Davidson P.M. QUILF: A Pascal program to assess equilibria among Fe–Mg–Mn–Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz. *Comput. Geosci.* **1993**. Vol. 19. P. 1333–1350.
- Baldwin J.A., Powell R., Brown M., Moraes R., Fuck R.A. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis-Itaúçu Complex, central Brazil. *J. Metamorph. Geol.* **2005**. Vol. 23. P. 511–523.
- Barbosa J., Nicollet C., Leite C., Kienast J.-R., Fuck R.A., Macedo E.P. Hercynite–quartz-bearing granulites from Brejões Dome area, Jequié Block, Bahia, Brazil: Influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism. *Lithos.* **2006**. Vol. 92. P. 537–556.
- Bohlen S.R., Essene E.J. Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands. *Contrib. Miner. Petrol.* **1977**. Vol. 62. P. 153–169.
- Bose S., Das K., Ohnishi I., Torimoto J., Karmakar S., Shinoda K., Dasgupta S. Characterization of oxide assemblages of a suite of granulites from Eastern Ghats Belt, India: Implication to the evolution of C–O–H–F fluids during retrogression. *Lithos.* **2009**. Vol. 113. P. 483–497.
- Bowles J.F.W., Howie R.A., Vaughan D.J., Zussman J. Rock-forming minerals. Non-silicates: oxides, hydroxides and sulphides. Vol. 5A. Second Edition. London: The Geological Society, **2011**. 920 p.
- Brandt S., Klemm R., Okrusch M. Ultrahigh-temperature metamorphism and multistage evolution of garnet–orthopyroxene granulites from the Proterozoic Epupa Complex, NW Namibia. *J. Petrol.* **2003**. Vol. 44. P. 1121–1144.

Bulakh A.G., Zolotarev A.A., Krivovichev V.G. Structures, isomorphism, formulae, classification of minerals. Saint Petersburg: Saint Petersburg University Press, 2014. 133 p. (in Russian).

Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 1964. Vol. 5. P. 310–357.

Clark C., Fitzsimons I.C.W., Healy D., Harley S.L. How does the continental crust get really hot? *Elements.* 2011. Vol. 7. P. 235–240.

Dasgupta S., Sengupta P., Ehl J., Raith, M., Bardhan S. Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats Belt, India: evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the roles of ZnO and Fe₂O₃. *J. Petrol.* 1995. Vol. 36. P. 435–461.

De Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak / Domino software. *Amer. Miner.* 2010. Vol. 95. P. 1006–1016.

Duchesne J.-C. Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South-Rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales de la Societe Geologique de Belgique.* 1970. Vol. 93. P. 527–544.

Ellis D.J., Sheraton J.W., England R.N., Dallwitz W.B. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica – mineral assemblages and reactions. *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. Vol. 72. P. 353–367.

Friel J.J., Harker R.I., Ulmer G.C. Armalcolite stability as a function of pressure and oxygen fugacity. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1977. Vol. 41. P. 403–410.

Ghiorso M.S., Sack R.O. Fe–Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.* 1991. Vol. 108. P. 485–510.

Ghiorso M.S., Evans B.W. Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe–Ti two-oxide geothermometer and oxygen-barometer. *Amer. J. Sci.* 2008. Vol. 308. P. 957–1039.

Haggerty S.E. Oxide textures, a mini-atlas. *Rev. Miner. Geochem.* 1991. Vol. 25. P. 129–219.

Harley S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg 70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica. *J. Metamorph. Geol.* 1998. Vol. 16. P. 541–562.

Harley S.L. Extending our understanding of ultrahigh temperature crustal metamorphism. *J. Miner. Petrol. Sci.* 2004. Vol. 99. P. 140–158.

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

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

Harley S.L., Motoyoshi Y. Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for >1120 °C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine. *Contrib. Miner. Petrol.* 2000. Vol. 138. P. 293–307.

Harlov D.E. Titaniferous magnetite–ilmenite thermometry and titaniferous magnetite–ilmenite–orthopyroxene–quartz oxygen barometry in granulite facies gneisses, Bamble Sector, SE Norway: implications for the role of high-grade CO₂-rich fluids during granulite genesis. *Contrib. Miner. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 180–197.

Hayob J.L., Essene E.J. Armalcolite in crustal paragneiss xenoliths, central Mexico. *Amer. Miner.* 1995. Vol. 80. P. 810–822.

Hensen B.J. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg–Fe–Al–Si–O. *Contrib. Miner. Petrol.* 1986. Vol. 92. P. 362–367.

Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer. *Amer. Miner.* 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metamorph. Geol.* 1998. Vol. 16. P. 309–344.

Ishii S., Tsunogae T., Santosh M. Ultrahigh-temperature metamorphism in the Achankovil Zone: implications for the correlation of crustal blocks in southern India. *Gondwana Res.* 2006. Vol. 10. P. 99–114.

Kawasaki T., Nakano N., Osanai Y. Osumilite and a spinel + quartz association in garnet–sillimanite gneiss from Rundvågshetta, Lützow-Holm Complex, East Antarctica. *Gondwana Res.* 2011. Vol. 19. P. 430–445.

Kawasaki T., Adachi T., Nakano N., Osanai Y. Possible armalcolite pseudomorph-bearing garnet–sillimanite gneiss from Skallevikshalsen, Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for ultrahigh-temperature metamorphism. In: *Antarctica and Supercontinent Evolution.* Harley S.L., Fitzsimons I.C.W., Zhao Y. (Eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2013. Vol. 383. P. 135–167.

Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Gondwana Res.* 2008. Vol. 13. P. 1–29.

Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. *Geoscience Frontiers.* 2015. Vol. 6. P. 311–356.

Kelsey D.E., White R.W., Holland T.J.B., Powell R. Calculated phase equilibria in K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O for sapphirine–quartz-bearing mineral assemblages. *J. Metamorph. Geol.* 2004. Vol. 22. P. 559–578.

- Kesson S.E., Lindsley D.H. The effects of Al^{3+} , Cr^{3+} , and Ti^{3+} on the stability of armalcolite. In: *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.* **1975**. Vol. 1. P. 911–920.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Miner.* **1983**. Vol. 68. P. 277–279.
- Lal R.K., Ackermund D., Upadhyay H. P–T–X relationships deduced from corona textures in sapphirine–spinel–quartz assemblages from Paderu, southern India. *J. Petrol.* **1987**. Vol. 28. P. 1139–1168.
- Lee H.Y., Ganguly J. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 , and applications. *J. Petrol.* **1988**. Vol. 29. P. 93–113.
- Lepage L.D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite magnetite geothermometry and geobarometry. *Comput. Geosci.* **2003**. Vol. 29. P. 673–678.
- Lindsley D.H., Frost B.R., Andersen D.J., Davidson P.M. Fe–Ti oxide–silicate equilibria: assemblages with orthopyroxene. In: *Fluid mineral interactions: A tribute to H.P. Eugster: The Geochemical Society, Spec. Publ.* **1990**. Vol. 2. P. 103–119.
- Lindsley D.H., Kesson S.E., Hartzman M.J., Cushman M.K. The stability of armalcolite: experimental studies in the system MgO – Fe – Ti – O . *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1974**. Vol. 1. P. 521–534.
- Markl G., Bäuerle J., Grujic D. Metamorphic evolution of Pan-African granulite facies metapelites from Southern Madagascar. *Precambrian Res.* **2000**. Vol. 102. P. 47–68.
- Moecher D.P., Essene E.J., Anovitz L.M. Calculation and application of clinopyroxene–garnet–plagioclase–quartz geobarometers. *Contrib. Miner. Petrol.* **1988**. Vol. 100. P. 92–106.
- Moore A.C. Corundum–ilmenite and corundum–spinel associations in granulite facies rocks from central Australia. *J. Geol. Soc. Aust.* **1971**. Vol. 17. P. 227–229.
- Morimoto T., Santosh M., Tsunogae T., Yoshimura Y. Spinel + quartz association from the Kerala khondalites, southern India: evidence for ultrahigh-temperature metamorphism. *J. Miner. Petrol. Sci.* **2004**. Spec. Issue. Vol. 99. P. 257–278.
- Miyake A., Hokada T. First find of ferropseudobrookite in quartz from Napier Complex, East Antarctica. *Europ. J. Miner.* **2013**. Vol. 25. P. 33–38.
- Nandakumar V., Harley S.L. A reappraisal of the pressure–temperature path of granulites from the Kerala Khondalite Belt, Southern India. *J. Geol.* **2000**. Vol. 108. P. 687–703.
- Nichols G.T., Berry R.F., Green D.H. Internally consistent gahnitic spinel–cordierite–garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contrib. Miner. Petrol.* **1992**. Vol. 111. P. 362–377.
- Oliver G.J.H. Ilmenite–magnetite geothermometry and oxygen barometry in granulite and amphibolite facies gneisses from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand. *Lithos.* **1978**. Vol. 11. P. 147–153.
- Ouzegane K., Boumazza S. An example of ultrahigh-temperature metamorphism: orthopyroxene–sillimanite–garnet, sapphirine–quartz and spinel–quartz parageneses in Al–Mg granulites from In Hihau, In Ouzal, Hoggar. *J. Metamorph. Geol.* **1996**. Vol. 14. P. 693–708.
- Ouzegane K., Guiraud M., Kienast J.R. Prograde and retrograde evolution in high-temperature corundum granulites (FMAS and KFMASH systems) from In Ouzal terrane (NW Hoggar, Algeria). *J. Petrol.* **2003**. Vol. 44. P. 517–545.
- Pattison D.R.M., Chacko T., Farquhar J., McFarlane C.R.M. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *J. Petrol.* **2003**. Vol. 44. P. 867–900.
- Perkins D., Chipera S.J. Garnet–orthopyroxene–plagioclase–quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley. *Contr. Miner. Petrol.* **1985**. Vol. 89. P. 69–80.
- Powell R., Sandiford M. Sapphirine and spinel phase relationships in the system FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – TiO_2 – O_2 in the presence of quartz and hypersthene. *Contrib. Miner. Petrol.* **1988**. Vol. 98. P. 64–71.
- Ravich M.G., Klimov L.V., Solov'ev D.S. The Pre-Cambrian of East Antarctica. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, **1968**.
- Reche J., Martinez F.J. GPT: An excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Comput. Geosci.* **1996**. Vol. 22. P. 775–784.
- Rollinson H.R. Iron–titanium oxides as an indicator of the role of the fluid phase during the cooling of granites metamorphosed to granulite grade. *Miner. Mag.* **1980**. Vol. 43. P. 623–631.
- Sandiford M., Neall F.B., Powell R. Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda. *Contrib. Miner. Petrol.* **1987**. Vol. 95. P. 217–225.
- Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R. The titanomagnetite–ilmenite equilibrium: New experimental data and thermo-oxobarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks. *J. Petrol.* **2008**. Vol. 49. P. 1161–1185.
- Sengupta P., Sen J., Dasgupta S., Raith M.M., Bhui U.K., Ehl J. Ultrahigh temperature metamorphism of meta-pelitic granulites from Kondapalle, Eastern Ghats Belt: implications for the Indo-Antarctic correlation. *J. Petrol.* **1999**. Vol. 40. P. 1065–1087.
- Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane – the Bunge Hills, East Antarctica. *Chem. Geol.* **1992**. Vol. 97. P. 163–198.

- Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica. *AGSO Bull.* **1995**. N 244. 136 p.
- Shimizu H., Tsunogae T., Santosh M.* Spinel + quartz assemblage in granulites from the Achankovil Shear Zone, southern India: for ultrahigh-temperature metamorphism. *J. Asian Earth Sci.* **2009**. Vol. 36. P. 209–222.
- Spencer K.J., Lindsley D.H.* A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer Miner.* **1981**. Vol. 66. P. 1189–1201.
- Stüve K., Powell R.* Metamorphic evolution of the Bunger Hills, East Antarctica: evidence for substantial post-metamorphic peak compression with minimal cooling in a Proterozoic orogenic event. *J. Metamorph. Geol.* **1989**. Vol. 7. P. 449–464.
- Stüve K., Willson C.J.L.* Interaction between deformation and charnockite emplacement in the Bunger Hills, East Antarctica. *Struct. Geol.* **1990**. Vol. 12. P. 767–783.
- Sukhorukov V., Turkina O., Tessalina S., Talavera C.* Orthopyroxene-sillimanite granulites of the Angara-Kan block (SW Siberian craton): constraints on timing of UHT metamorphism. *J. Asian Earth Sci.* **2021**. Vol. 207.
- Tajčmanová L., Konopásek J., Košler J.* Distribution of zinc and its role in the stabilization of spinel in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain (Bohemian Massif). *Eur. J. Miner.* **2009**. Vol. 21. P. 407–418.
- Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X.* Mineralogy and origin of exsolution in Ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *Canad. Miner.* **2016**. Vol. 54. P. 539–553.
- Tucker N.M., Hand M.* New constraints on metamorphism in the Highjump Archipelago, East Antarctica. *Antarctic Sci.* **2016**. Vol. 28. P. 487–503.
- Tucker N.M., Payne J. L., Clark C., Hand M., Taylor R.J.M., Kylander-Clark A.R.C., Martin L.* Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica. *Precambrian Res.* **2017**. Vol. 298. P. 16–38.
- Turnock A.C., Eugster H.P.* Fe–Al oxides: Phase relationships below 1000 °C. *J. Petrol.* **1962**. Vol. 3. P. 533–565.
- Vielzeuf D.* The spinel and quartz associations in high-grade xenoliths from Tallante (SE Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. *Contrib. Miner. Petrol.* **1983**. Vol. 82. P. 301–311.
- Waters D.J.* Hercynite-quartz granulites: phase relations and implications for crustal processes. *Eur. J. Miner.* **1991**. Vol. 3. P. 367–386.
- White R.W., Powell R., Clarke G.L.* The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K_2O -FeO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - TiO_2 - Fe_2O_3 . *J. Metamorph. Geol.* **2002**. Vol. 20. P. 41–55.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B.* Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *J. Metamorph. Geol.* **2007**. Vol. 25. P. 511–527.
- Zhang H., Li J., Liu Sh., Li W., Santosh M., Wang H.* Spinel + quartz-bearing ultrahigh-temperature granulites from Xumayao, Inner Mongolia Suture Zone, North China Craton: Petrology, phase equilibria and counterclockwise P - T path. *Geoscience Frontiers.* **2012**. Vol. 3. P. 603–611.