

УДК 552.4

ЖАДЕИТИТ В МЕТАЛЕРЦОЛИТАХ ЭЛЬДЕНЫРСКОГО МАССИВА (ЧУКОТКА) – МЕХАНИЗМ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2025 г. Б. А. Базылев^{а, *}, Г. В. Леднева^б

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^бГеологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: bazylev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 11.11.2024 г.

После доработки 15.12.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2025 г.

Представлены первые данные по петрографии, минералогии и геохимии жадеититов Эльденырского массива (Чукотка, Россия), а также вмещающих их металерцолитов и амфиболитовых включений в жадеититах. Жадеититы сложены ассоциацией жадеита, омфацита, анальцима и пектолита с Ва-Ti-Si акцессорным минералом. Во вмещающих металерцолитах развита ассоциация оливина, антигорита, диопсида, хлорита, феррит-хромита, хромистого магнетита и акцессорных аварунита, хизлевудита и пентландита. В жадеититах присутствуют включения с реликтовой грубозернистой гипидиоморфной структурой, рассматриваемые как реликты метасоматизированного протолита жадеититов. Этим протолитом, по-видимому, являлись высокотемпературные гидротермальные диопсидиты. Во включениях проявлена локальная перекристаллизация первичного диопсида до эгирин-авгита и псевдоморфное развитие по диопсиду/эгирин-авгиту и ассоциировавшему с ним неустановленному минералу микро-мелкозернистого агрегата амфиболов (рихтерита нескольких генераций, актинолита, магнезиокатофорита, К-рихтерита, экерманнита), омфацита, пектолита, анальцима, флогопита и акцессорных маухерита и хизлевудита. Преобразование протолита еще до начала кристаллизации жадеита протекало в несколько стадий, включая метасоматическую перекристаллизацию и полное изменение его структуры. На последней стадии кристаллизация из флюида идиоморфного концентрически-зонального жадеита с анальцимом и пектолитом сопровождалась перекристаллизацией и растворением последних переработанных реликтов протолита, представленных высококальциевым омфацитом в микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита. Формирование жадеититов и сопутствующий метаморфизм вмещающих лерцолитов протекали при 500°C и 8.5 кбар, что отвечает параметрам, характерным для метаморфизма перидотитов мантийного клина в режиме “теплой” субдукции. Присутствие жадеититов в Эльденырском массиве и изученных ранее высокобарических метаморфических пород в Усть-Бельском массиве позволяет рассматривать Усть-Бельский террейн как меланж зоны субдукции, активной в раннем–среднем триасе, претерпевший дополнительную тектонизацию при его последующей эксгумации в меловое время.

Ключевые слова: жадеитит, омфацит, анальцим, рихтерит, диопсидит, метаморфизм, офиолиты, Усть-Бельский террейн, Западно-Корякская складчатая система

DOI: 10.31857/S0869590325020033 **EDN:** UHLURG

ВВЕДЕНИЕ

Жадеититы, к которым относят редкие породы, содержащие более 90% (Harlow et al., 2015) или более 75% (Hertvig et al., 2021) жадеита, обычно присутствуют в виде отдельных блоков в серпентинитовых меланжах, содержащих также блоки альбититов и пород, претерпевших метаморфизм высокого давления–низкой температуры, – гранатовых амфиболитов, эклогитов, голубых сланцев

и др. (Harlow, Sorensen, 2005; Sorensen et al., 2006; Tsujimori, Harlow, 2012). Жадеититы также слагают жилы или дайки в серпентинитах, при этом характерна ассоциация жадеититов с антигоритовыми серпентинитами (Harlow, Sorensen, 2005). Формирование жадеититов, антигоритовых серпентинитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород связывается с интенсивным потоком флюидов над активной зоной субдукции, которые попадали в перидотиты мантийного клина и в пластины

океанической литосферы, инкорпорированные в меланж зоны субдукции (Sorensen et al., 2006; Harlow et al., 2015). При этом формирование жадеитов связывается либо с метасоматическим преобразованием пород несерпентинитового состава, либо с непосредственной кристаллизацией жадеита и ассоциирующих с ним минералов из гидротермального флюида, насыщенного жадеитом (Harlow, 1994; Yui et al., 2010; Tsujimori, Harlow, 2012). Последний механизм считается более распространенным (Harlow et al., 2015). Однако установление механизма формирования жадеитов затрудняется крайней немногочисленностью мест находок этих пород (в сводке из работы (Tsujimori, Harlow, 2012) отмечено лишь девятнадцать таких местонахождений в мире), недостаточной изученностью или задокументированностью некоторых из них, неоднозначностью интерпретаций структурных взаимоотношений минералов в жадеититах, а также обычным отсутствием очевидных реликтов протолитов этих пород.

В настоящей статье представлены первые данные по петрографии, минералогии и геохимии жадеитов, установленных в Эльденырском массиве Усть-Бельского террейна (Чукотка), вмещающих их металерцолитов и амфиболитовых включений в жадеититах. На основании этих данных обсуждается вероятный механизм и обстановка формирования жадеитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Эльденырский массив был выделен как отдельный тектонический блок в составе Усть-Бельского террейна, который считался офиолитовым (Пинус и др., 1973; Дмитренко и др., 1990; Palandzhyan, Dmitrenko, 1996). Согласно современным представлениям, детально изложенным в работах (Ledneva et al., 2019; Moiseev et al., 2023), этот террейн рассматривается как сложный аллохтон с серпентинитовым меланжем в основании, надвинутый на сеноман-туронские и сантонские вулканогенно-терригенные породы Алганского террейна Анадырско-Корякского складчатого пояса. Фактически Усть-Бельский террейн представляет собой пакет тектонических пластин, круто падающих на запад–северо-запад (рис. 1). Отдельные пластины сложены плутоническими, вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами разных возрастов от позднего неопротерозоя до раннего мела. Ультрамафиты террейна сильно различаются по первичной минералогии и модальному минеральному составу и представлены шпинелевыми лерцолитами, гарцбургитами, дунитами, пироксенитами, хромититами, рогово-обманковыми перидотитами и горнблендитами (Пинус и др., 1973; Дмитренко и др., 1990; Sokolov et al., 2003; Паланджян, 2010; Базылев и др., 2009,

2010). Для части пород характерна интенсивная антигоритизация.

Эльденырский массив представляет собой тектоническую пластину размером 15×9 км, сложенную преимущественно мантийными шпинелевыми лерцолитами, в резко подчиненном количестве в массиве присутствуют также шпинелевые гарцбургиты и дуниты (Дмитренко и др., 1990; Sokolov et al., 2003; Паланджян, 2010; Базылев и др., 2010). Для преобладающих шпинелевых лерцолитов массива характерны низкая хромистость первичных хромшпинелидов ($Cr\# = Cr/(Cr + Al)$, 0.15–0.20), интервал магнезиальности ($Mg\# = 100Mg/(Mg + Fe)$) первичных оливинов 90.2–91.1 и умеренно-высокие содержания натрия в клинопироксенах (0.66–0.99 мас. % Na_2O) при крайне низких содержаниях в них титана (0.08–0.15 мас. % TiO_2) (Базылев и др., 2010). По высокой величине Na_2O/TiO_2 в клинопироксенах (5–10), являющейся индикатором высокобарического режима частичного плавления мантийного источника, не свойственного перидотитам срединно-океанических хребтов (COX) (Bazylev et al., 2009), шпинелевые лерцолиты Эльденырского массива близки к перидотитам, представляющим субконтинентальную литосферную мантию (“орогенным лерцолитам”). В перидотитах Эльденырского массива (как и в перидотитах Усть-Бельского массива) широко проявлена антигоритизация с развитием оливин-диопсид-антигоритовых пород (Паланджян, 2010), особенно интенсивная в его краевых частях, при этом в его центральной части участками сохранились практически несерпентинизированные шпинелевые лерцолиты.

В 1981 г. в Эльденырском и Усть-Бельском массивах были обнаружены валунные россыпи жадеитов (Киевленко, 2001), но каких-либо данных по ним не опубликовано.

Исследованные нами жадеититы слагают жилу мощностью около 20 см, прослеживающуюся на протяжении нескольких метров в глыбах металерцолитов (обр. EL8-77) из делювиального шлейфа на юго-западном краю Эльденырского массива ($172^\circ 17.225'$ в.д., $64^\circ 51.109'$ с.ш.). Строение жилы зональное, контакт с вмещающими металерцолитами ровный, без видимой зональности на контакте. Жадеититы (обр. EL8-78) представляют собой массивные мелкозернистые породы молочно-белого цвета с зеленоватым оттенком. На отдельных участках в жадеититах присутствуют изометричные или округлые светло-зеленые включения или обособления размером до 2–3 см (обр. EL8-78a) (рис. 2а, 2б), природа которых вызывает особый интерес.

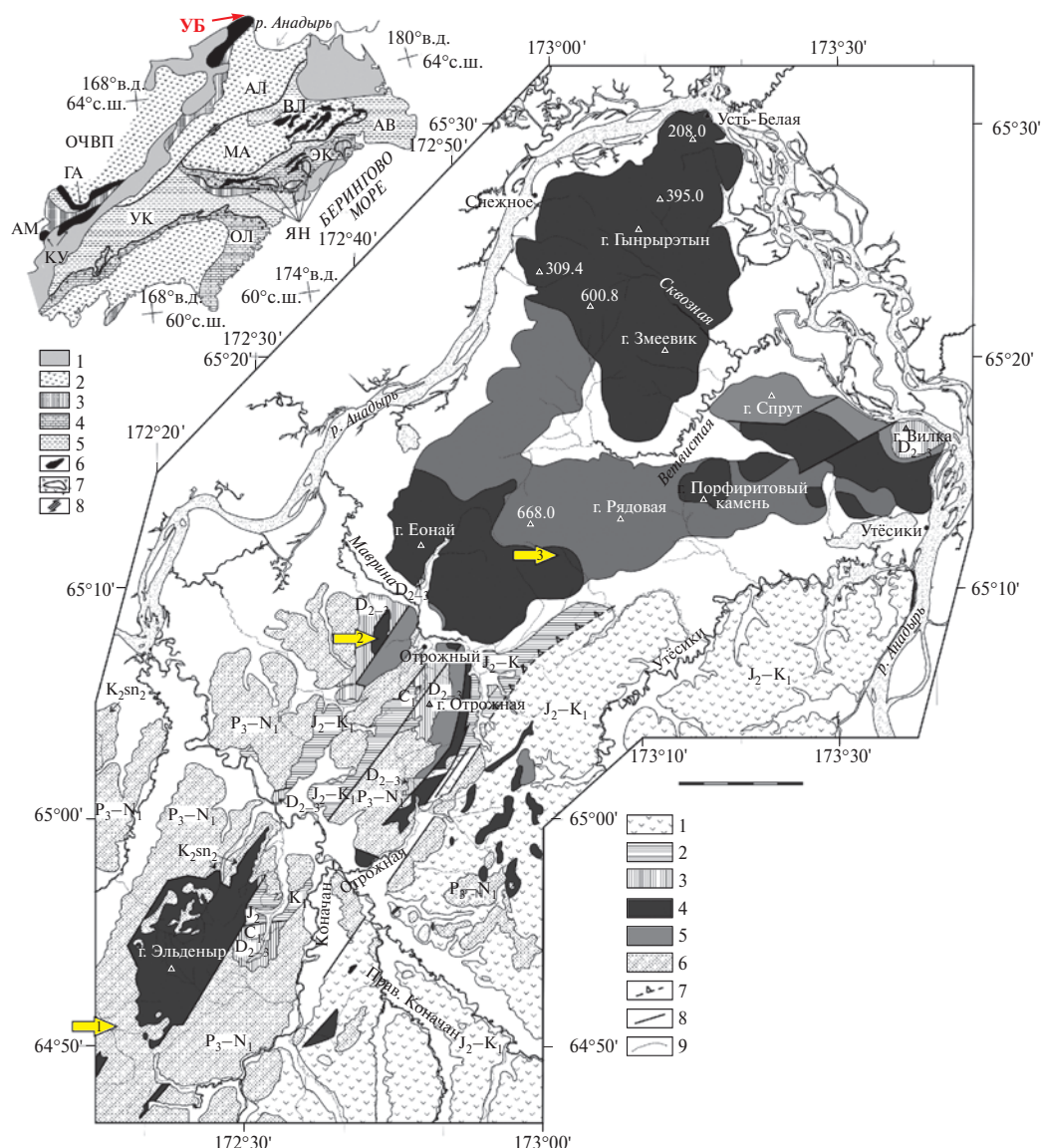


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения Усть-Бельских и севера Алганских гор (Леднева и др., 2012); составлена с использованием оригинальных данных и по материалам работ (Александров, 1978; Некрасов и др., 2001; Sokolov et al., 2003).

1 – автохтон, вулканогенно-осадочные отложения Алганской зоны (верхняя юра–нижний мел); 2–6 – аллохтон; 2 – осадочные отложения (верхняя юра–нижний мел), 3 – известняки (нижний карбон), вулканогенные и терригенные отложения (средний–верхний девон); 4, 5 – породы Усть-Бельского и Эльденырского массивов, в том числе 4 – ультрамафиты реститовые и кумулятивные (нерасчлененные) и офиолитовые меланжи неустановленного возраста, 5 – преимущественно габброиды (поздний рифей, граница венда–кембрия); 6 – неавтохтон, осадочные толщи и молассы (сеноман, олигоцен–миоцен); 7 – предполагаемый надвиг, разделяющий образования автохтона и аллохтона; 8 – крупные разломы; 9 – стратиграфические контакты.

Места отбора жадеитита и изученных ранее (Ledneva et al., 2019) высоко-*P* метаморфических пород отмечены стрелками: 1 – обр. EL8-78, жадеитит, 2 – обр. UB8-13, гранатовый амфиболит, 3 – обр. UB7-60, альбит-цоизит-парогонит-паргаситовая порода.

На врезке показано положение Усть-Бельского террейна на схеме тектонического районирования региона (Соколов, 2003), расположение офиолитовых комплексов и меланжей приведено по работе (Марков и др., 1982): 1 – палеоген–четвертичные отложения чехла, 2–5 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – аккреционных призм, 4 – океанических, в том числе вулканических дуг, 5 – терригенных; 6 – ультрамафит-мафитовые комплексы, преимущественно офиолиты и меланжи; 7 – сдвиги; 8 – надвиги. Террейны: УБ – Усть-Бельский, ГА – Ганычаланский, АМ – Айнынско-Майницкий, АЛ – Алганский, ВЛ – Великореченский, МА – Майницкий, АВ – Алыкатваамский, ЭК – Эконайский, ЯН – Янранайский, УК – Укеляятский и ОЛ – Олюторский; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс.

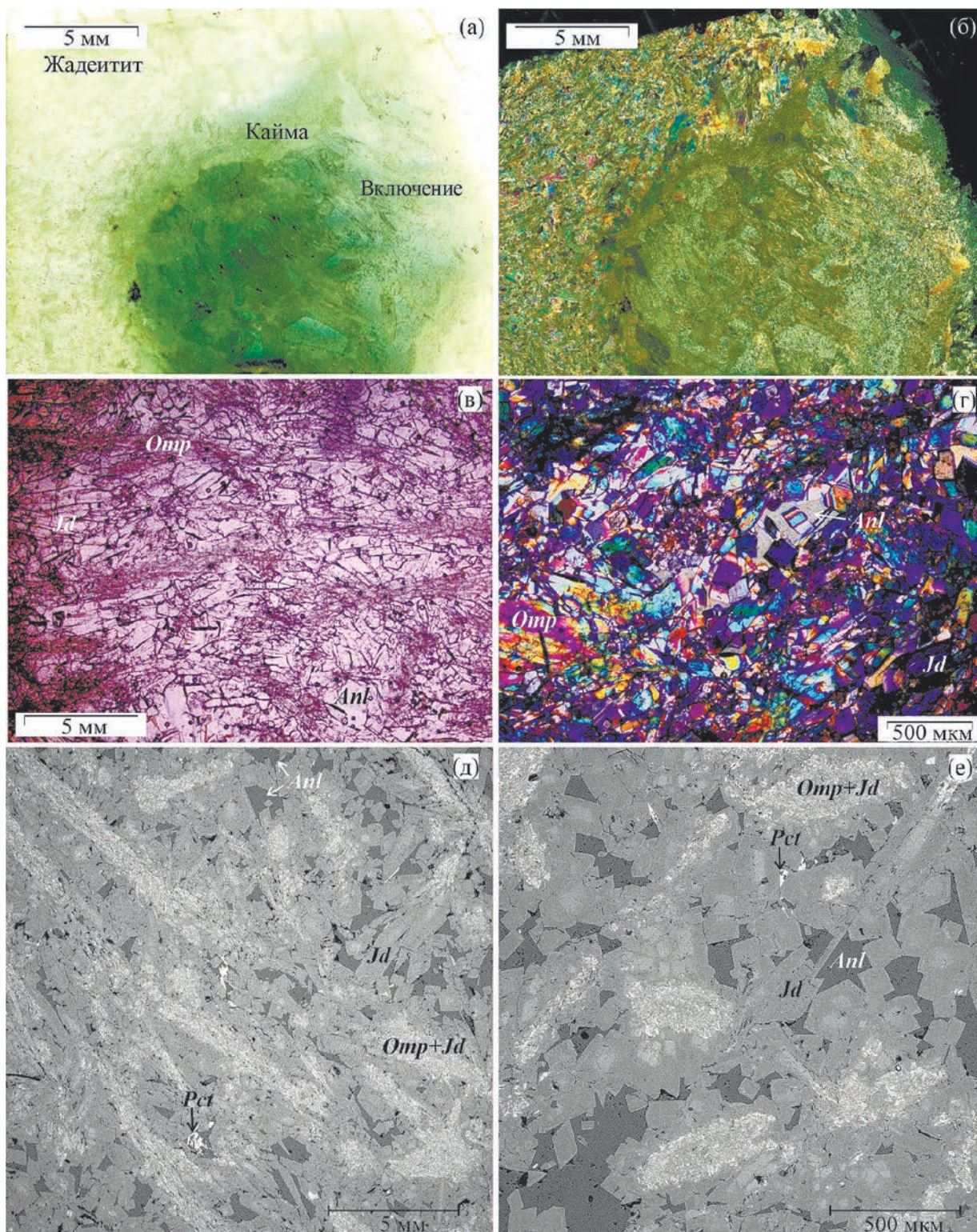


Рис. 2. Структура жадеитита и включения в нем: (а, в) – в проходящем свете; (б, г) – в поляризованном свете; (д, е) – в обратнорассеянных электронах (BSE).

На этом рисунке и по тексту использованы следующие аббревиатуры (Warr, 2021): *Act* – актинолит, *Aeg-Aug* – эгирин-авгит, *Anl* – анальцит, *Atg* – антигорит, *Aw* – аварит, *Di* – диопсид, *Eck* – экерманнит, *Fchr* – феррит-хромит, *Hsl* – хизлевудит, *Jd* – жадеит, *K-Rct* – K-содержащий рихтерит, *Mkt* – магнезиокатофорит, *Mag* – магнетит, *Muc* – маухерит, *Ol* – оливин, *Omp* – омфацит, *Pct* – пектолит, *Pn* – пентландит, *Po* – пирротин, *Px* – пироксен, *Rct* – рихтерит, *Spl* – шпинель.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Петрография пород изучалась в прозрачно-полюаризованных шлифах на оптическом микроскопе в проходящем и отраженном свете, а также в обратнорассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN MIRA3 в ГЕОХИ РАН (Москва). Исследование шлифов на СЭМ сопровождалось массовыми определениями составов минералов энергодисперсионным методом. Микроанализы проводились в точке при ускоряющем напряжении 20 кВ с накоплением 1 млн импульсов, а также при сканировании участков шлифов в растре. Обработка спектров выполнена в программе AZtec. Составы минералов определялись также на микрозонде Cameca-SX100 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА и на микрозонде Jeol JXA8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА. В обоих случаях использовались натуральные минеральные стандарты Смитсонияновского института (Jarosewich et al., 1980). Систематического расхождения между составами минералов, определенными микрозондовым и энергодисперсионным методами, не выявлено, за исключением некоторого занижения суммы оксидов в анализах ЭДС, что, однако, не искажает стехиометрии минералов. В таблицах приведены средние составы минералов, рассчитанные по точечным определениям разными методами без нормализации.

Для измерения валового состава жадеитита его проба (куски сантиметрового размера без включений) была измельчена в щековой дробилке, квартована и истерта в агатовой ступке; пробоподготовка производилась в ГЕОХИ РАН. Содержания петрогенных элементов определялись рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре Phillips PW-1600 в ГЕОХИ РАН с калибровкой по российским и международным стандартам. Содержания редких элементов определялись методом ICP-MS на приборе Finnigan Element XR в МГУ им. М.В. Ломоносова.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Жадеитит (обр. EL8-78)

Текстура породы массивная, хотя на отдельных участках шлифа просматривается слабая директивность по преимущественной ориентации удлиненных омфациит-жадеитовых агрегатов (рис. 2в). Структура основной массы породы, сложенной жадеитом при подчиненном развитии альбита и пектолита, неравнозернистая, мелко-среднезернистая, гипидиоморфная (рис. 2г).

Омфациит присутствует преимущественно в обособленных омфациит-жадеитовых агрегатах, обычно удлиненных, размером 0.1–0.4 мм × 0.5–1 мм, с нечеткими границами (рис. 2д, 2е). В проходящем свете (рис. 2в) эти агрегаты плохо различимы — они выглядят мутными, буроватыми, а в поляризованном свете (рис. 2г) выглядят как зерна омфациита с однородным, реже волнистым или мозаичным погасанием. На изображениях в обратнорассеянных электронах, где эти агрегаты различимы лучше, видно, что удлинение омфациит-жадеитовых агрегатов имеет предпочтительную ориентировку (рис. 2д), которая вблизи включения субпараллельна контакту жадеитита с включением, но вдоль контакта сильно варьирует (рис. 2б).

Структура омфациит-жадеитовых агрегатов микрозернистая, а омфациит и жадеит представлены мелкими (преимущественно до 10–30 мкм) изометричными зернами, часто без четких границ (рис. 3а, 3г, 3е). Жадеит в составе агрегатов преобладает, а некоторые зерна омфациита выглядят корродированными (рис. 3г). В краевых частях агрегатов отмечается некоторое укрупнение зерен омфациита (до 100 мкм) (рис. 3а, 3б, 3д, 3е), при этом зерна приобретают таблитчатый габитус. Обычно зерна омфациита в агрегатах обрастают (или замещаются) жадеитом, но отмечены и обратные соотношения — ядра жадеита в таблитчатых омфациитовых зернах (рис. 3д). Составы омфациитов в агрегатах имеют невысокие содержания титана (0.06–0.26 мас. % TiO_2) (табл. 1) и умеренные содержания эгиринового компонента, рассчитанные согласно (Morimoto et al., 1988), до 15 мас. % (рис. 4). При этом содержания жадеитового компонента в омфациитах довольно сильно и закономерно варьируют (рис. 4): мелкие (преимущественно до 20 мкм) ксеноморфные (резорбированные) зерна имеют пониженные содержания жадеитового компонента ($X_{\text{Jd}}/(X_{\text{Jd}} + X_{\text{Qz}}) < 0.5$ (генерация Ca-Omp в табл. 1)), а укрупненные и более идиоморфные зерна омфациита, в том числе и нарастающие на жадеит, — повышенные содержания (Na-Omp в табл. 1). Конфигурация сольвуса жадеит-омфациит (Green et al., 2007) исключает возможность равновесности Ca-омфациитов с жадеитом.

На микрозернистые жадеит-омфациитовые агрегаты нарастают крупные (0.2–0.8 мм) чистые идиоморфные зерна жадеита и их массивные агрегаты, слагающие основную массу породы (рис. 3а–3в). Зерна жадеита обнаруживают в шлифе призматические, ромбические и квадратные сечения, типичное удлинение зерен 1 : 5. В центральных частях некоторых зерен жадеита присутствуют мелкие омфациит-жадеитовые агрегаты или отдельные зерна омфациита. Зерна жадеита обнаруживают нерегулярную, часто концентрическую зональность, при этом в ядрах зерен обычно присутствуют несколько

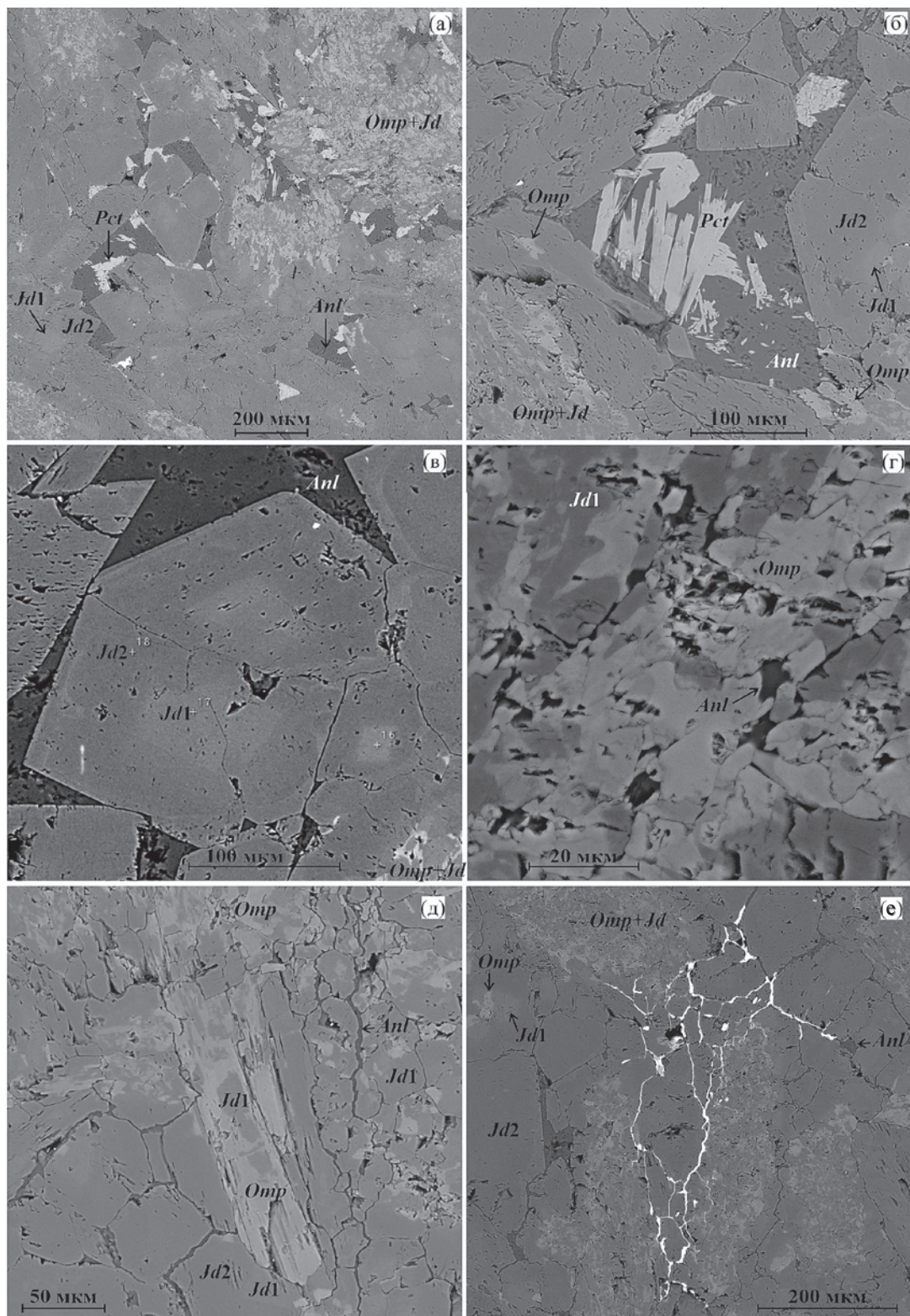


Рис. 3. Детали структуры жадеитита (BSE): (а) — микрозернистые омфацил-жадеитовые агрегаты в мелко-среднезернистой жадеит-анальцим-пектолитовой основной массе жадеитита; (б) — призматические зерна пектолита в анальциме; (в) — агрегат идиоморфных концентрически-зональных зерен жадеита с анальцимовыми интерстициями, нарастающий на микрозернистый омфацил-жадеитовый агрегат; (г) — микроструктура омфацил-жадеитового агрегата с проявленной резорбцией зерен омфацила; (д) — укрупненное призматическое зерно омфацила с включениями жадеита на краю омфацил-жадеитового агрегата; (е) — форма выделений акцессорного Ва-Тi-Si минерала.

Таблица 1. Составы минералов и валовый состав жадеитита (обр. EL8-78)

Компоненты	<i>Jd1</i>	<i>Jd2</i>	<i>Anl</i>	<i>Pct</i>	<i>Na-Omp</i>	<i>Ca-Omp</i>	<i>Acc</i> *	Порода	Порода
	11	19	5	4	13	18	12	(EDS)	(XRF)
SiO ₂	57.88	58.58	47.11	54.18	55.74	55.44	25.70	58.08	58.26
TiO ₂	0.08	0.10	0.00	0.01	0.14	0.16	25.94	0.16	0.18
Al ₂ O ₃	20.72	23.37	26.40	0.02	12.47	9.98	0.29	22.60	22.87
FeO	1.56	1.06	0.04	0.20	4.05	4.40	0.40	1.34	1.36
MnO	0.02	0.01	0.01	0.13	0.10	0.09	0.00	0.02	0.02
MgO	2.29	0.81	0.00	0.10	6.81	8.62	0.08	1.51	1.63
CaO	3.30	1.15	0.02	32.34	10.49	12.83	0.12	2.22	2.67
Na ₂ O	12.65	14.15	15.05	9.17	8.49	7.13	2.36	13.83	12.91
K ₂ O	0.00	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.20	0.01
NiO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
SrO							0.51		
BaO							33.29		
Сумма	98.50	99.23	88.73	96.15	98.33	98.69	88.78	100.00	100.00

Примечание. *Acc* – Ba-Ti-Si аксессуарный минерал. Компоненты здесь и в последующих таблицах даны в мас. %.

более светлые (в BSE) однородные участки, обогащенные кальцием, магнием и железом (рис. 3а–3в) (генерация *Jd1* в табл. 1). Однако встречаются зерна и с обратной зональностью, где темные зерна жадеита имеют несколько более светлую кайму (рис. 3в). В составе агрегатов на непосредственном контакте с омфацитом жадеит также содержит повышенные содержания кальция, магния и железа (в среднем $X_{Jd} / (X_{Jd} + X_{Quad}) = 0.85 \pm 0.02$, генерация *Jd1* в табл. 1), в крупных идиоморфных зернах и в агрегатах вне зон контакта с омфацитом жадеит содержит меньше этих примесей – величина ($X_{Jd} / (X_{Jd} + X_{Quad})$) составляет 0.90–1.00 (генерация *Jd2* в табл. 1). Алюминий в тетраэдрической координации и трехвалентное железо в составах жадеитов отсутствуют, соответственно, чермакитового и эгиринового компонентов в их составах нет.

Анальцит слагает ксеноморфные интерстиции размером 0.1–0.5 мм преимущественно между идиоморфными зернами жадеита (рис. 3а–3в), реже тонкие прожилковидные участки между зернами жадеита (рис. 3б, 3д). Редкие мелкие зерна анальцита отмечаются также в составе омфацит-жадеитовых агрегатов (рис. 3г). В поляризованном свете анальцит слабо анизотропный с невысоким двупреломлением (рис. 2г). Состав анальцита, измеренный в растре 15 мкм, близок к крайнему члену твердых растворов анальцита (обогащенному Na и Al) (Neuhoff et al., 2004), в котором величина x

в формуле $\text{Na}_x\text{Al}_x\text{Si}_{3-x}\text{O}_6 \times [(3-x)/2]\text{H}_2\text{O}$ составляет 1.17 (табл. 1). Такие составы характерны для наиболее высокотемпературных анальцитов (Liu, 1971).

Пектолит представлен редкими мелкими (преимущественно до 0.1 мм) длиннопризматическими зернами и их агрегатами, обычно в анальците (рис. 3а, 3б). Реже пектолит слагает ксеноморфные интерстиции между идиоморфными зернами

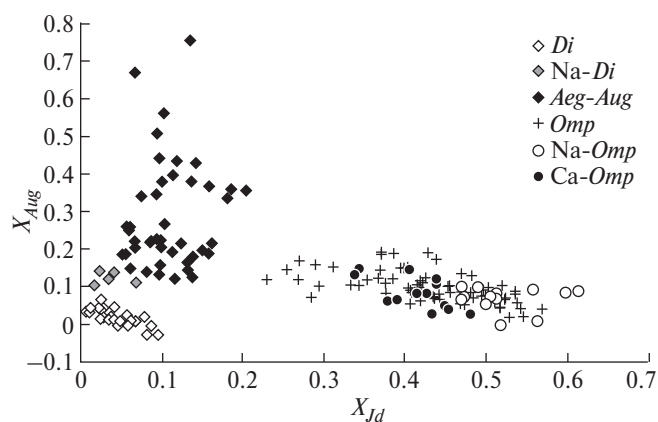


Рис. 4. Составы пироксенов. Na-Omp и Ca-Omp из жадеитита, остальные из включения в жадеитите. Составы жадеитов (не содержащих эгиринового компонента) не нанесены.

жадеита (рис. 3а) или присутствует в виде единичных мелких призматических включений в идиоморфных зернах жадеита и омфацит-жадеитовых агрегатах. Состав пектолита близок к стехиометрическому, примесей практически нет (табл. 1).

Акцессорная фаза, состав которой по стехиометрии близок к $(\text{Ba}, \text{Na})_2\text{Ti}_2\text{Si}_3 \times x\text{H}_2\text{O}$ (табл. 1), представлена единичными мелкими (до 15–30 мкм) резко ксеноморфными изометричными зернами в жадеит-анальцимовой основной массе породы с прожилковидными апофизами между зернами жадеита (рис. 3е).

За исключением признаков резорбции в части зерен омфацита, явных реакционных взаимоотношений (кайм, симплектитов) между разными фазами в шлифе не обнаружено, что позволяет считать минеральную ассоциацию жадеитита ($Jd + \text{Na-Omp} + \text{Anl} + \text{Pct}$) близкой к равновесной и сформированной в узком диапазоне P – T параметров, однако резорбированные зерна Са-омфацита по особенностям структуры и состава неравновесны с жадеитом, что позволяет рассматривать их как реликтовые.

Включение в жадеитите (обр. EL8-78a)

Детально исследованное наиболее крупное (2×3 см) включение в жадеитите имеет округлую форму и на контакте с жадеитом окружено светло-зеленоватой каймой варьирующей мощности (рис. 2а). Во внутренней части включения хорошо сохранилась реликтовая структура, различимая в проходящем свете (рис. 2а, 5в), поляризованном свете (рис. 2б, 5в, 5д) и на изображениях в рассеянных электронах (рис. 5е). Реликтовая структура — крупно-грубозернистая (1–4 мм), гипидиоморфная, реликтовая текстура — слабо директивная (по преобладающему удлинению таблитчатых первичных зерен). В скрещенных николях (рис. 5г) и на изображениях в рассеянных электронах (рис. 5е) видно, что крупные зерна первичных минералов в большей части включения полностью псевдоморфно замещены мелкозернистыми и мелкопластинчатыми минеральными агрегатами с гранобластовой структурой.

На небольшом участке включения в агрегатах таблитчатых идиоморфных зерен сохранились слабозамещенные реликты клинопироксена (диопсида) размером до 3 мм, определенно первичного минерала протолита включения (рис. 5а, 5б). Диопсид обнаруживает незначительные вариации состава и в среднем имеет магнезиальность $\text{Mg\# } 79.2$ при содержаниях (в мас. %): $\text{CaO } 23.4$, Al_2O_3 1.1, $\text{Na}_2\text{O } 0.9$, TiO_2 0.02, Cr_2O_3 0.04 (табл. 2). Эти особенности состава диопсида резко отличают его от магматических клинопироксенов.

Диопсид претерпевает как перекристаллизацию, так и замещение. При перекристаллизации в составе диопсида повышаются содержания натрия и железа, так что его состав изменяется до Na-диопсида и эгирин-авгита (табл. 2). При этом переход между этими составами иногда является постепенным, без фазовых границ, а иногда — довольно четким. Перекристаллизация диопсида и Na-диопсида до эгирин-авгита (имеющего ярко-зеленую окраску в проходящем свете и наиболее светлого на изображениях в рассеянных электронах) очень локальна и обычно происходит в краевых частях зерен (с формированием тонкой каймы) и лишь изредка — в центральных (рис. 5а, 5б). В отличие от диопсида, составы эгирин-авгитов сильно варьируют, перекрывая всю область составов от диопсида до эгирина (рис. 4).

В составе микро-мелкозернистой ассоциации минералов, слагающих псевдоморфозы по первичным минералам включения, установлены омфацит, Са-, Na-Са-, К-Na и Na-амфиболы, пектолит, флогопит, анальцит и акцессорные сульфиды и арсениды.

Составы амфиболов во включении разделяются на несколько дискретных кластеров, наиболее отчетливо (рис. 6) — по соотношению содержания Са и Al в структурной формуле в пересчете на 13 катионов (Leake et al., 1997). Выделяются группы кальциевых амфиболов со средним составом, соответствующим актинолиту (табл. 2) (единичные точки в кластере отвечают также Na-тремолиту и эдениту), высокоглиноземистых Na-Са амфиболов — магнезиокатофоритов, умеренно-глиноземистых Na-Са амфиболов со средним составом, отвечающим рихтериту ($Rct1$) (отдельные точки в кластере отвечают также магнезиокатофориту), низкоглиноземистых Na-Са амфиболов со средним составом, отвечающим рихтериту ($Rct2$) (единичные точки в кластере отвечают также экерманниту), Na-амфиболов со средним составом экерманнита (единичные точки в кластере отвечают также низкокальциевым рихтеритам), а также крайне низкоглиноземистых К-содержащих рихтеритов. В последних содержание К в структурной формуле варьирует преимущественно в пределах 0.29–0.44, что отвечает “potassian richterite” по классификации (Leake et al., 1997). Содержания фтора и хлора во всех амфиболах ниже предела обнаружения. Судя по петрографии включения, среди амфиболов резко доминируют рихтериты группы (генерации) $Rct2$, в меньшем количестве присутствуют магнезиокатофориты и К-рихтериты; другие группы амфиболов представлены незначительно. На изображениях в обратнорассеянных электронах зерна Eck и $Rct2$ — наиболее темные, а зерна Act , $Mktp$, К- Rct и $Rct1$ — более светлые и практически неразличимые друг от друга. Их можно различить и

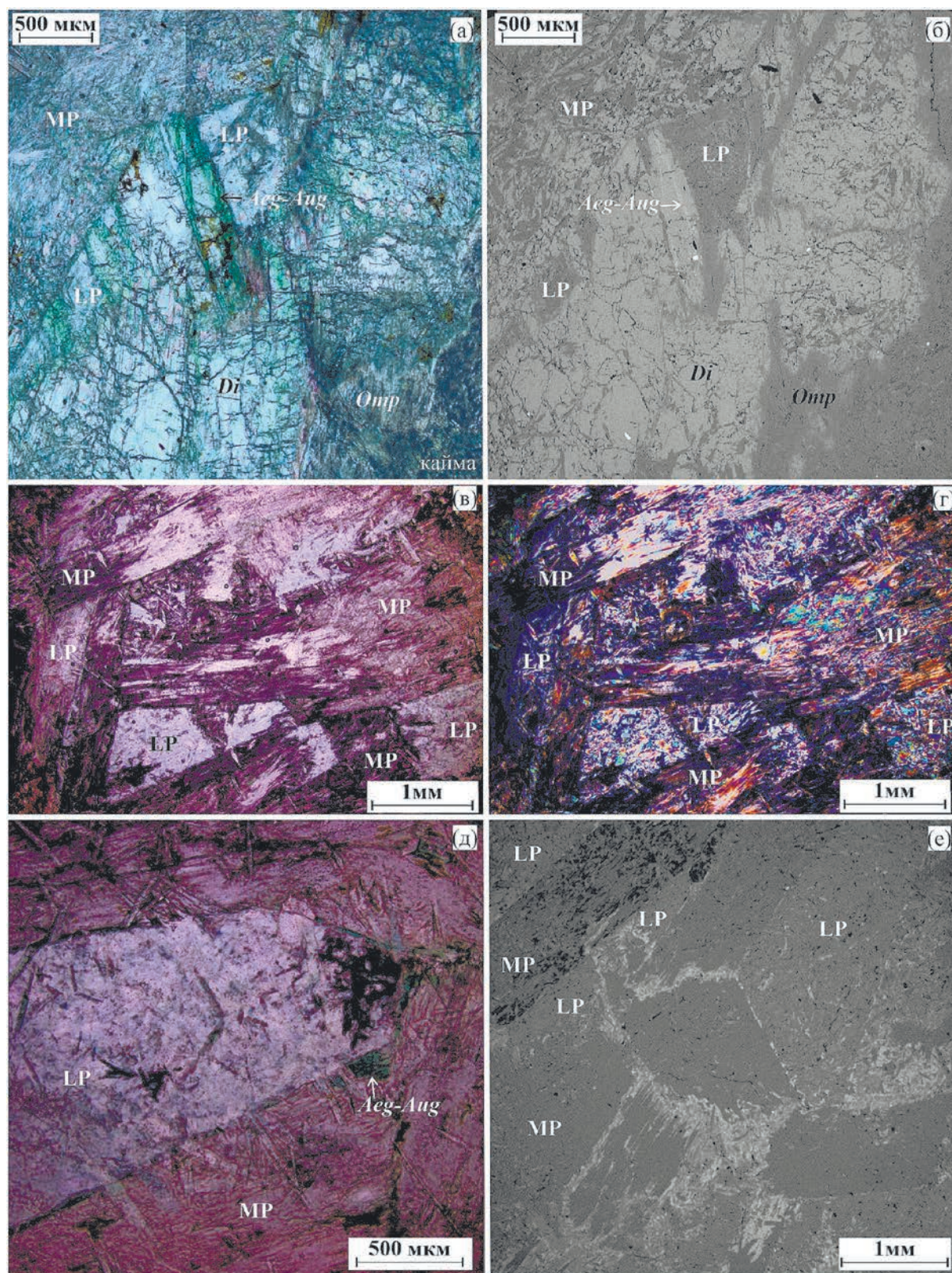


Рис. 5. Реликтовая структура включения в жадеитите: (а, б) – крупные слабозамещенные реликты диопсида; (в–е) – “меланократовые” (MP) и “лейкократовые” (LP) псевдоморфозы. (а, в, д) – в проходящем свете, (г) – в поляризованном свете, (б, е) – в BSE.

Таблица 2. Составы минералов и валовый состав включения в жадеитите (обр. EL8-78a)

Компо- ненты	<i>Di</i>	<i>Na-Di</i>	<i>Aeg-Aug</i>	<i>Ca-Omp</i>	<i>Na-Omp</i>	<i>Act</i>	<i>Mktp</i>	<i>K-Rct</i>	<i>Eck</i>	<i>Rct1</i>	<i>Rct2</i>	<i>Phl</i>	<i>Pct</i>	<i>Anl</i>	Порода
	25	5	44	51	31	17	18	14	12	12	68	5	23	3	(EDS)
SiO ₂	53.28	52.58	53.13	55.10	55.90	55.18	49.47	56.33	56.87	53.45	55.58	42.21	53.60	45.69	56.64
TiO ₂	0.02	0.11	0.37	0.25	0.59	0.04	0.23	0.01	0.19	0.09	0.27	0.01	0.01	0.02	0.29
Al ₂ O ₃	1.09	1.11	2.38	8.92	11.28	1.55	8.01	0.21	1.05	3.66	2.54	10.47	0.05	25.46	5.84
FeO	6.42	7.49	11.34	4.52	3.74	4.16	6.16	5.48	6.18	5.48	3.81	6.11	0.43	0.14	4.47
MnO	0.20	0.18	0.12	0.11	0.10	0.19	0.13	0.18	0.10	0.14	0.24	0.00	0.27	0.00	0.14
MgO	13.71	13.43	9.58	8.99	7.59	20.59	17.65	20.04	19.46	18.91	20.23	23.17	0.25	0.00	14.87
CaO	23.37	20.68	15.00	12.84	10.47	11.69	7.33	5.66	3.20	5.98	4.33	2.06	32.15	0.04	9.23
Na ₂ O	0.86	2.17	5.32	7.02	8.48	2.33	6.34	5.70	8.36	7.00	8.05	0.43	8.66	14.72	8.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.06	0.19	1.82	0.45	0.18	0.15	4.50	0.02	0.02	0.25
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.07	0.02	0.04	0.11	0.00	0.03	0.14
NiO	0.04	0.07	0.08	0.09	0.03	0.11	0.21	0.21	0.12	0.16	0.13	0.15	0.00	0.00	0.11
Сумма	99.04	97.83	97.36	97.91	98.23	95.93	95.78	95.68	96.05	95.06	95.36	89.23	95.45	86.12	100.00
Mg#	79.2	76.2	60.1	78.0	78.3	89.8	83.6	86.7	84.9	86.0	90.5	87.1			85.6

идентифицировать только на картах распределения элементов или непосредственным измерением состава.

Судя по облику в проходящем и поляризованном свете, в рассеянных электронах, а также по особенностям строения и минералогии псевдоморфоз, протолит включения представлял собой биминеральную породу. При этом псевдоморфозы по диопсиду (условно “меланократовые”), состоящие не менее 80% включения, и второму ассоциировавшему с ним первичному минералу протолита включения, реликтов которого не сохранилось (условно “лейкократовые”), надежно различаются как петрографически, так и по минеральному составу.

Замещение диопсида и “меланократовые” псевдоморфозы по нему

На начальной стадии замещения зерна диопсида замещаются прожилками омфацита, частично развивающимися вдоль границ первичных зерен диопсида (рис. 7б), при этом по диопсиду, Na-диопсиду и эгирин-авгиту развиваются мелкие (до 50 мкм) удлиненно-округлые зерна амфиболов (*Mktp*, *Eck* и, вероятно, также *Act* и *Rct1*), тонкие прожилки пектолита, редкие мелкие участки псевдоморфного омфацита, развивающегося вдоль

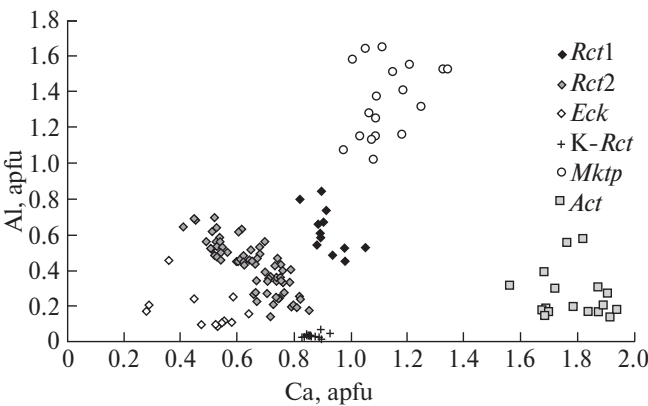


Рис. 6. Составы амфиболов из включения в жадеитите.

спайности диопсида (рис. 7а–7в), и мелкие ксеноморфные зерна и прожилки флогопита (рис. 7г). По мере замещения диопсида округло-удлиненные зерна амфиболов обрастают рихтеритом (*Rct2*), при этом часть зерен приобретает типичный для амфиболов длиннопризматический габитус с ромбическими сечениями (идиобласты) (рис. 7г).

При полном или почти полном замещении по зернам диопсида развиваются гомоосевые псевдоморфозы рихтерита (*Rct2*) и омфацита,

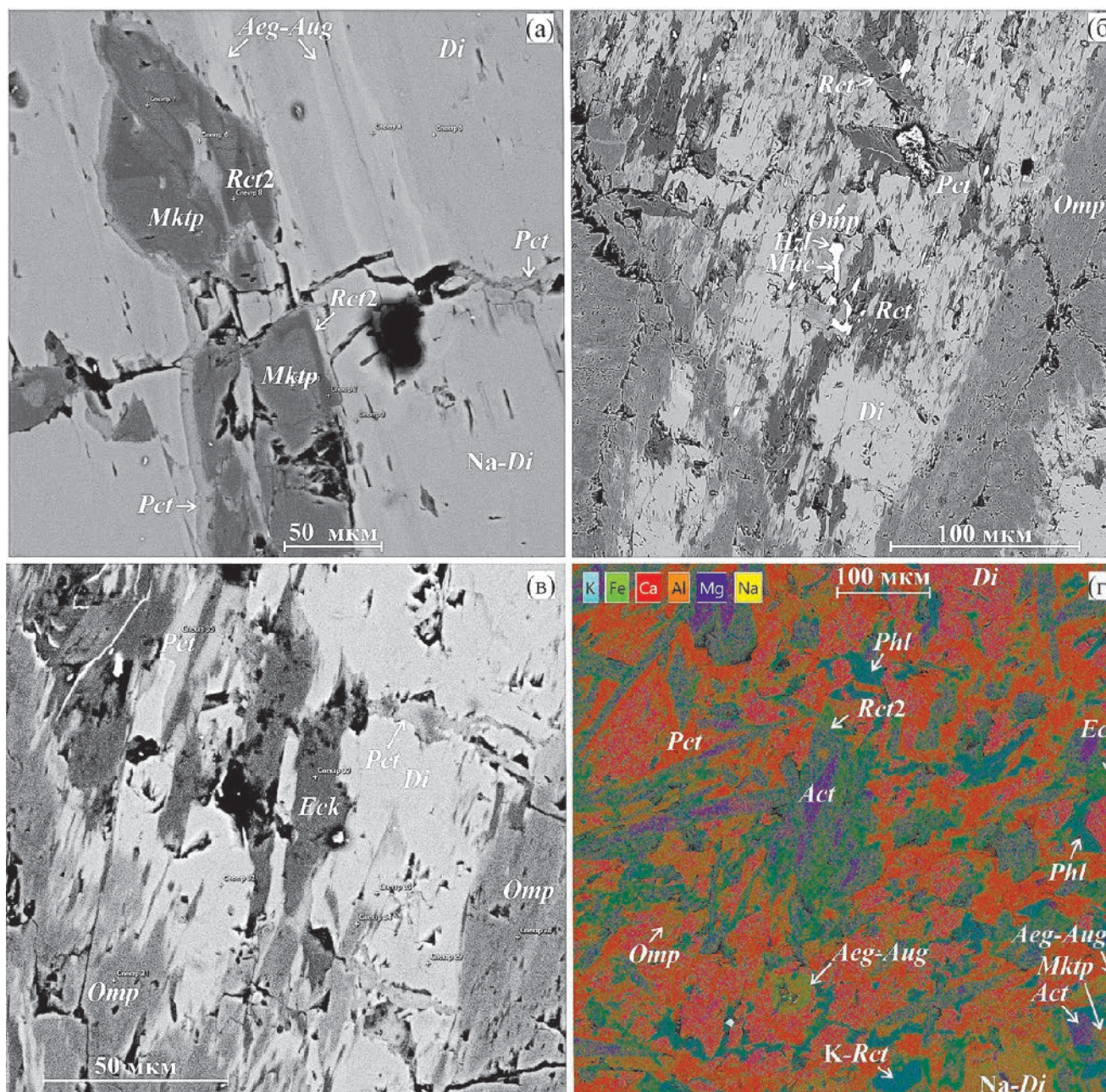


Рис. 7. Характер замещения диопсида и эгирин-авгита: (а) — развитие зерен магнезиокатофорита и прожилков пектолита по диопсиду и эгирин-авгиту; (б) — замещение диопсида омфацитом, пектолитом, экерманнитом, рихтеритом; (в) — фрагмент рис. 7б; (г) — замещение диопсида пектолитом, экерманнитом, рихтеритом, актинолитом, флогопитом, омфацитом. (а, б, в) — изображения в BSE, (г) — карта распределения элементов.

сохраняющие идиоморфный призматический габитус первичных зерен, с амфиболовыми идиобластами, часто зональными (рис. 8). При этом в некоторых псевдоморфозах в том или ином количестве присутствует также пектолит. Пектолит развивается по реликтам Na-диопсида в виде тонких прожилков, а при полном замещении диопсида — в виде участков неправильной формы, обычно в тесной ассоциации с омфацитом, а в некоторых псевдоморфозах —

вдоль контактов гомоосевого омфацита и идиобластов амфибола.

Соотношение количеств омфацита и Rct2 в псевдоморфозах сильно варьирует, так что на изображениях в обратнорассеянных электронах они довольно сильно различаются (рис. 8а, 8б), хотя в проходящем свете все они выглядят более темными (рис. 5а, 5в, 5д). Для всех этих псевдоморфоз характерны спайность и однородное погасание

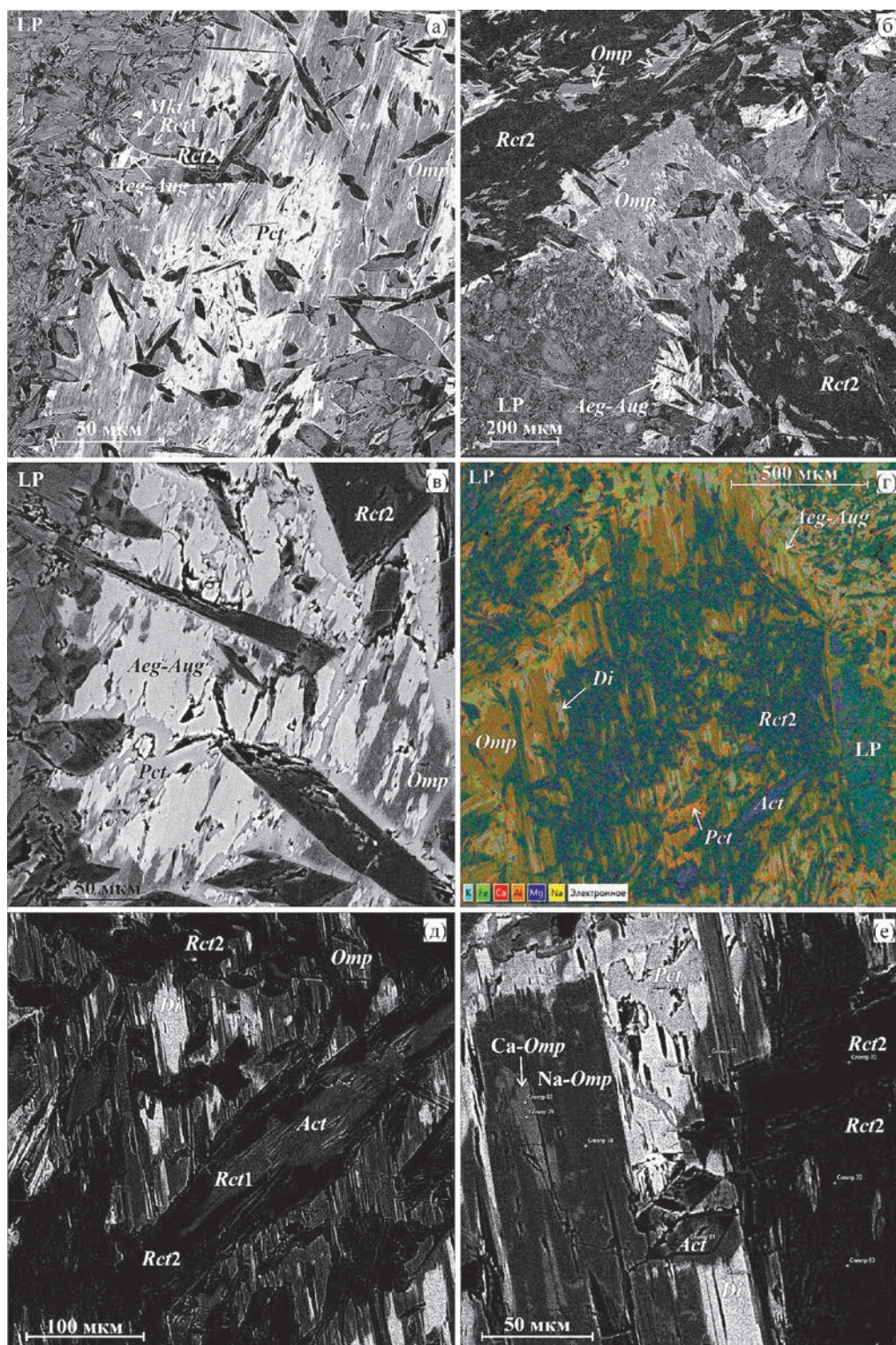


Рис. 8. Строение “меланократовых” псевдоморфоз по диопсиду и эгирин-авгиту: (а) — пектолит-омфациит-амфиболовая псевдоморфоза с реликтами эгирин-авгита и амфиболовыми идиообластами, в левой части — “лейкократовая” псевдоморфоза; (б) — рихтеритовая (вверху) и омфациит-рихтеритовая (в центре) псевдоморфозы, слева внизу — “лейкократовая” псевдоморфоза; (в) — фрагмент рис. 8б, замещение эгирин-авгита пектолитом, омфациитом и рихтеритом; (г) — омфациит-рихтеритовая псевдоморфоза, справа — “лейкократовая” псевдоморфоза; (д) — фрагмент рис. 8г, реликты диопсида в омфациите и омфациита в рихтерите; актинолит и рихтерит *Rct1* в ядрах амфиболовых идиообластов; (е) — фрагмент рис. 8г, реликты диопсида и Са-омфациита в На-омфациите; (г) — карта распределения элементов; (а–в, д–е) — изображения в BSE.

в пределах псевдоморфозы или ее значительных областей.

Реликты диопсида (чаще Na-диопсида) в псевдоморфозах (рис. 8д, 8е) имеют корродированные границы и сохраняют общее первичное погасание. Эгирин-авгит, по-видимому, более устойчив при замещении, чем диопсид, и его мелкие (до 20 мкм, редко до 200 мкм) зерна или локальные каймы чаще сохраняются на краевых участках зерен псевдоморфоз в виде корродированных включений в омфациите или рихтерите (*Rct2*) (рис. 8а, 8б, 8г). Тем не менее эгирин-авгит замещается пектолитом и омфациитом и сечется идиообластами рихтерита, как и диопсид (рис. 8в).

При псевдоморфном замещении непосредственно по диопсиду развивается низконатровый омфациит *Ca-Omp* с $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) < 0.5$ (табл. 2), который, в свою очередь, замещается высоконатровым омфациитом *Na-Omp* (с $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) > 0.5$). Иногда участки *Ca-Omp*, непосредственно прилегающие к реликтам диопсида (или эгирин-авгита), имеют четкую границу с более удаленными от этих реликтов участками, сложенными высоконатровым омфациитом (рис. 9в), или участки *Ca-Omp* остаются в виде реликтов в *Na-Omp* (рис. 8е). Однако чаще в гомоосевых псевдоморфозах омфациита наблюдается переслаивание участков *Ca-Omp* и *Na-Omp* без четких границ между ними (рис. 8а). По соотношению содержаний жадеитового и эгиринового компонентов составы омфациитов из жадеитита и из включения в жадеитите почти полностью перекрываются (рис. 4), при этом омфацииты из включения отличаются в среднем повышенными содержаниями титана (табл. 2).

Структурные взаимоотношения омфациита и рихтерита в гомоосевых псевдоморфозах неоднозначны — чаще отмечают корродированные реликты омфациита в рихтерите (рис. 8б, 8д), реже реликты рихтерита в омфациите (рис. 8б). Вдоль границ “меланократовых” рихтеритовых псевдоморфоз во включении местами развивается мелкозернистый агрегат омфациита и пектолита (рис. 5е).

Идиообласты амфибола в псевдоморфозах по диопсиду или однородные, сложенные рихтеритом *Rct2* (рис. 8), или обнаруживают зональное (рис. 8а, 9б) или концентрически-зональное строение с внешней каймой *Rct2*. При этом в центральных частях концентрически-зональных идиообластов присутствуют ядра или отдельные зоны состава магнезиокатофорита, рихтерита *Rct1*, экерманнита или высоконатрового актинолита (рис. 7г, 8, 9). По-видимому, амфиболовые идиообласты развиваются не только по диопсиду, но и по ранее замещившим диопсид гомоосевым псевдоморфным омфацииту и рихтериту.

В небольшой части псевдоморфоз по диопсиду наряду с вышеописанными минералами присутствует также анальцит, который слагает мелкие ксеноморфные и линейные интерстиции между зернами омфациита и рихтерита (рис. 9), а также, по-видимому, частично замещает эти минералы. Такие псевдоморфозы выглядят наиболее темными на изображениях в обратнорассеянных электронах (рис. 5е), а их особенностью является развитие омфациита не только в форме гомоосевых псевдоморфоз, но также и в виде длиннопризматических зерен (рис. 9а, 9в).

В омфациите “меланократовых” псевдоморфоз присутствуют единичные мелкие зерна сульфида и арсенида никеля — хизлевудита и маухерита (рис. 7б, 7в, табл. 3).

“Лейкократовые” псевдоморфозы

Псевдоморфозы, развивающиеся по ксеноморфным зернам второго минерала протолита (реликтов которого не сохранилось), — бесцветные или слабо окрашенные в проходящем свете (рис. 5а, 5в, 5д) (условно “лейкократовые”), негоммоосевые, без спайности. Преобладающая часть псевдоморфоз сложена микро-мелкозернистым (20–250 мкм) гранобластовым агрегатом разноориентированных изометричных, удлинено-округлых, изредка короткопризматических зерен амфиболов, часто зональных (рис. 5б, 5г, 5е, рис. 8а, 8б, 8г, 9а, 10а). Преобладающим минералом (обычно более 50%) в агрегате является К-рихтерит, слагающий наиболее крупные короткопризматические зерна. Меньшая часть изометричных зерен размером до 50 мкм представлена магнезиокатофоритом. Рихтерит в агрегате слагает краевые участки зерен К-рихтерита и отдельные зоны или участки в зернах магнезиокатофорита, а также единичные удлинено-изометричные зерна размером до 50 мкм (рис. 9а, 10а). Актинолит слагает единичные изометричные зерна с нечеткими или корродированными границами размером до 50 мкм в ядрах зерен Ca-Na амфиболов и обрастает или замещается ими. Изредка в псевдоморфозах отмечается пектолит, слагающий немногочисленные удлинено-ксеноморфные зерна размером до 100 мкм (рис. 10а, 10г).

Для “лейкократовых” псевдоморфоз характерно отсутствие в них идиообластов амфиболов. Однако отдельные зерна К-рихтерита и магнезиокатофорита на краях этих псевдоморфоз служат ядрами для идиообластов, растущих от границ псевдоморфоз по минералам псевдоморфоз по диопсиду (рис. 8а, 8в, 9а, 9б, 9г). Это свидетельствует о том, что “лейкократовые” псевдоморфозы формировались раньше “меланократовых”.

В псевдоморфозах, расположенных вблизи края включения, в их составе, наряду с К-Na-Ca

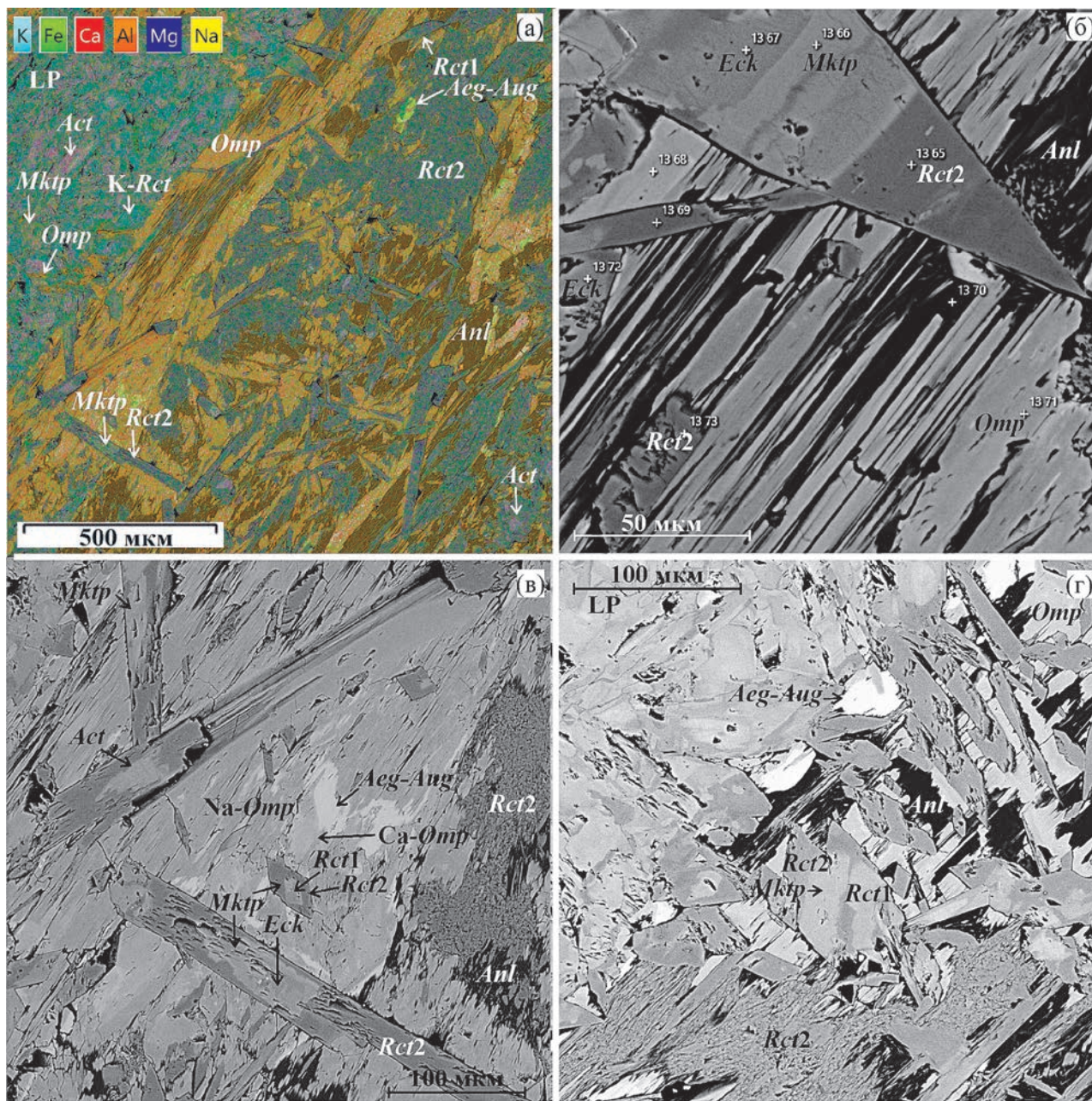


Рис. 9. Строение анальцимсодержащих “меланократовых” псевдоморфоз по диопсиду: (а) — “меланократовая” псевдоморфоза (*Omp-Rct-Anl* с реликтами *Act* и *Aeg-Aug*), слева сверху — “лейкократовая” псевдоморфоза (*K-Rct, Mkt, Rct, Act*); (б) — фрагмент рис. 9а, зональные и незональные амфиболовые идиобласты в омфаците, частично вдоль спайности замещенном анальцимом; (в) — фрагмент рис. 9а, гомоосевая псевдоморфоза *Na-омфацита* с реликтами эгирин-авгита и *Ca-омфацита*, гомоосевая рихтеритовая псевдоморфоза, зональные и незональные амфиболовые идиобласты, замещение псевдоморфных омфацита и рихтерита анальцимом; (г) — зональные идиобласты амфиболов с *Mkt* и *Rct1* в ядрах; (а) — карта распределения элементов; (б–г) — изображения в BSE.

и Na-Ca амфиболами, присутствует и омфацит. В отличие от псевдоморфоз по диопсиду, здесь омфацит представлен отдельными зернами или агрегатом мелких изометричных зерен с зубчатыми границами, а часть зерен амфиболов, среди которых преобладает рихтерит, имеет длинно-призматический габитус (рис. 10б, 10в). В таких

псевдоморфозах иногда также отмечаются ксеноморфные интерстиции анальцима и его тонкие (первые микрометры) секущие прожилки (рис. 10в). В единичных случаях прожилки анальцима присутствуют и в “лейкократовых” псевдоморфозах без омфацита.

Таблица 3. Составы аксессуарных минералов

Компо- ненты	EL8-77	EL8-77	EL8-77	EL8-78a	EL8-78a
	<i>H₂l</i>	<i>Pn</i>	<i>Aw</i>	<i>H₂l</i>	<i>Muc</i>
	2	1	1	2	2
Si	0.13	0.12	0.15	0.14	0.18
S	27.32	33.39	0.16	28.01	0.00
Fe	1.57	33.19	24.69	0.73	0.82
Co	0.00	0.46	0.11	0.05	0.00
Ni	72.27	33.16	73.88	66.39	60.89
Cu	0.08	0.08	0.24	0.23	0.30
As	0.00	0.00	0.00	0.14	37.28
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Sb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17
Сумма	101.24	100.42	99.24	95.67	99.87

Строение контактовой зоны включения

На краю включения отмечается полная структурная переработка его субстрата — включение окаймляется мономинеральной зоной (рис. 11а, 11в, 11г), сложенной микрозернистым агрегатом изометричных зерен омфацита с зубчатыми границами, в которой местами сохраняются лишь единичные резорбированные зерна рихтерита (рис. 11в, 11г). Граница включения на контакте с омфацитовой каймой четкая, но неровная, с признаками резорбции включения, при этом в прилегающих к кайме областях включения отмечается интенсивное развитие омфацита в “лейкократовых” псевдоморфозах (рис. 11г). Местами эта внутренняя омфацитовая кайма сечется тонкими (первые микрометры) извилистыми прожилками анальцима, которые прослеживаются от контакта внутрь включения (рис. 11г).

Внутренняя кайма переходит во внешнюю, полиминеральную, которая представляет собой агрегат микрозернистых (до 50 мкм) изометричных зерен омфацита с зубчатыми границами, тонкими прожилками и интерстициями анальцима и мелкими выделениями жадеита (рис. 11в, 11г, 11е) и крупных (до 2 мм) длиннопризматических зерен омфацита со спайностью, удлинение большей части которых субпараллельно контакту включения (рис. 11а, 11б, 11г). В этих крупных зернах омфацита отмечаются отдельные участки замещения омфацита вдоль спайности жадеитом и анальцимом (рис. 11г–11е), и количество таких участков по мере удаления от контакта увеличивается. На большем удалении от контакта в составе этих длиннопризматических зерен жадеит уже преобладает над омфацитом, и они выглядят как удлиненные омфацит-жадеитовые агрегаты, а между

ними появляются участки, сложенные агрегатом более крупных идиоморфных зональных зерен жадеита с интерстициальным ксеноморфным анальцимом (рис. 11г), типичные для основной массы жадеитита.

Последовательность перекристаллизации первичных минералов во включении

Судя по структурным соотношениям, К-рихтерит, магнезиокатофорит, рихтерит генерации *Rct1* и актинолит (а также, возможно, экерманнит), слагающие преимущественно “лейкократовые” псевдоморфозы и ядра (включения) в амфиболовых идиобластах “меланократовых” псевдоморфоз, кристаллизовались раньше, чем рихтерит генерации *Rct2*, слагающий краевые части идиобластов (или идиобласты целиком), гомоосевые псевдоморфозы по диопсиду и каймы вокруг зерен других амфиболов в “лейкократовых” псевдоморфозах. При этом полное замещение ассоциировавшего с диопсидом первичного минерала протолита включения происходило еще до начала существенного замещения диопсида (рис. 5а, 5б). По-видимому, наиболее поздним кристаллизовавшимся минералом во включении является анальцим, но при этом он контактирует с рихтеритом генерации *Rct2*, омфацитом и пектолитом и лишь иногда обнаруживает реакционные взаимоотношения с этими минералами.

Вмещающий металерцолит (обр. EL8-77)

Текстура металерцолита массивная, структура гранобластовая. Первичная структура породы грубозернистая, но структурные взаимоотношения между первичными минералами практически полностью затухеваны при их метаморфическом замещении (рис. 12а).

Изометрично-ксеноморфные зерна хромшпинелида размером до 2 мм полностью замещены хромистым магнетитом с пластинками хлорита, антигорита и многочисленными округлыми включениями высокохромистого феррит-хромита размером до 10 мкм и окружены мощными (1–2 мм) каймами хлорита (рис. 12а, 12б, 12д, 12е). Хромистый магнетит имеет однородный состав с содержанием Cr_2O_3 около 3.8 мас. %, примеси других элементов незначительны. Феррит-хромит также однороден по составу и обнаруживает высокое содержание Cr_2O_3 (56 мас. %) и повышенное содержание цинка при низких содержаниях Al_2O_3 (1.9 мас. %) и магния (2.4 мас. % MgO) (табл. 4); величина $\text{Al}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+})$ в феррит-хромите составляет 0.042, величина $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.833$, величина $\text{Fe}^{3+}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) = 0.125$. Соотношение количества феррит-хромита и хлорита в псевдоморфозах по первичному хромшпинелиду (с резким

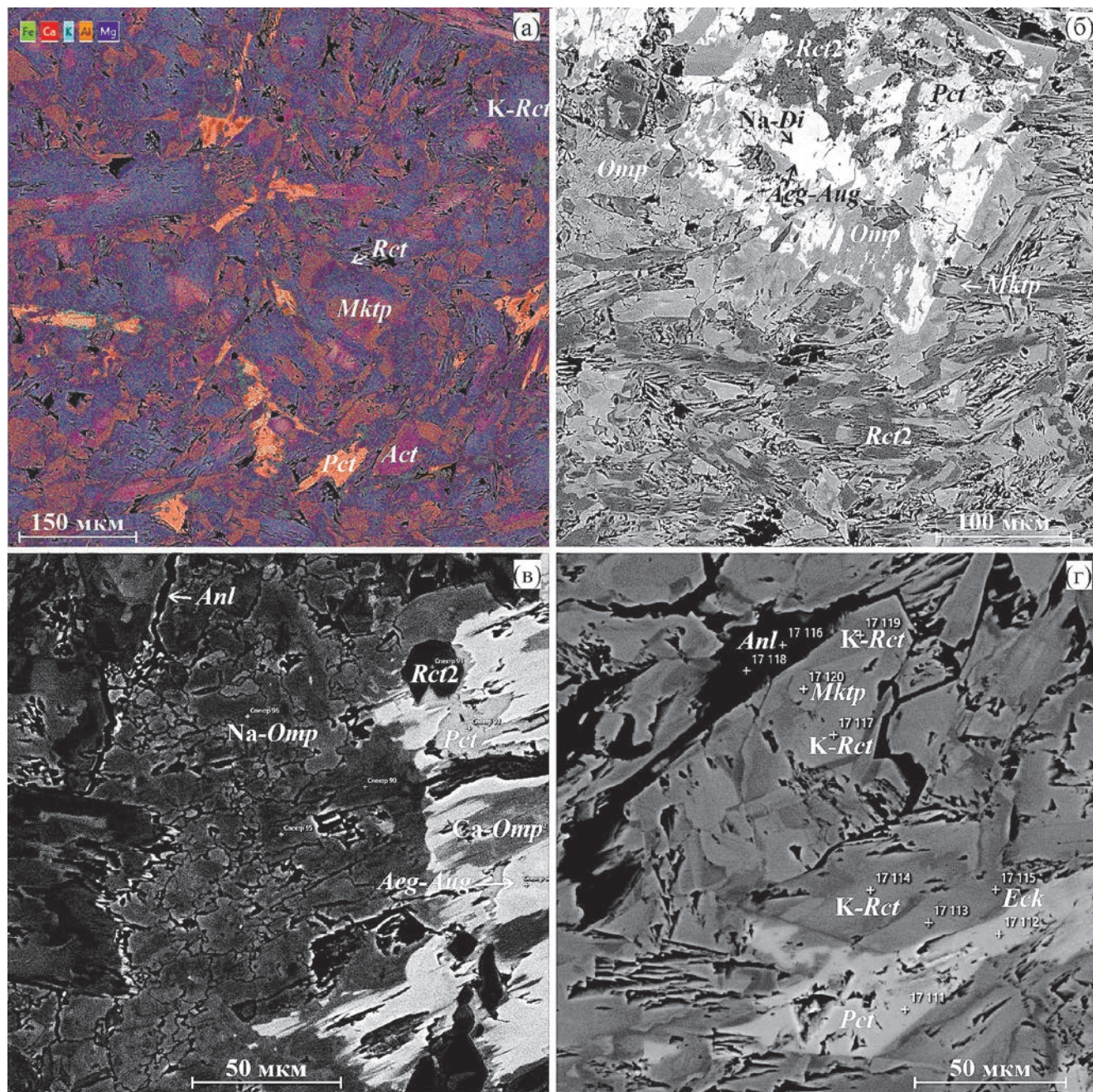


Рис. 10. Строение “лейкократовых” псевдоморфоз: (а) — амфиболовая псевдоморфоза с пектолитом; (б) — амфибол-омфацитовая псевдоморфоза; (в) — амфибол-омфацитовая псевдоморфоза с анальцитом; (г) — амфибол-пектолитовая псевдоморфоза с анальцитом; (а) — карта распределения элементов; (б–г) — изображения в BSE.

преобладанием хлорита) типично для замещения высокоглиноземистых первичных хромшпинелидов лерцолитов.

Зерна первичных пироксенов размером до 5 мм полностью замещены агрегатом пластинчатых антигорита, хлорита и призматических зерен метаморфического диопсида размером до 0.4 мм (рис. 12а). Псевдоморфозы по пироксенам не

выглядят баститовыми — зерна вторичных минералов в них чаще разноориентированы, хотя иногда отмечается и субпараллельная их ориентировка в пределах псевдоморфозы или отдельных ее участков (рис. 12в). Зерен оливина в псевдоморфозах по пироксенам нет, при этом псевдоморфозы по клинопироксену и ортопироксену трудноразличимы (возможно, различаются лишь по количеству зерен диопсида в них).

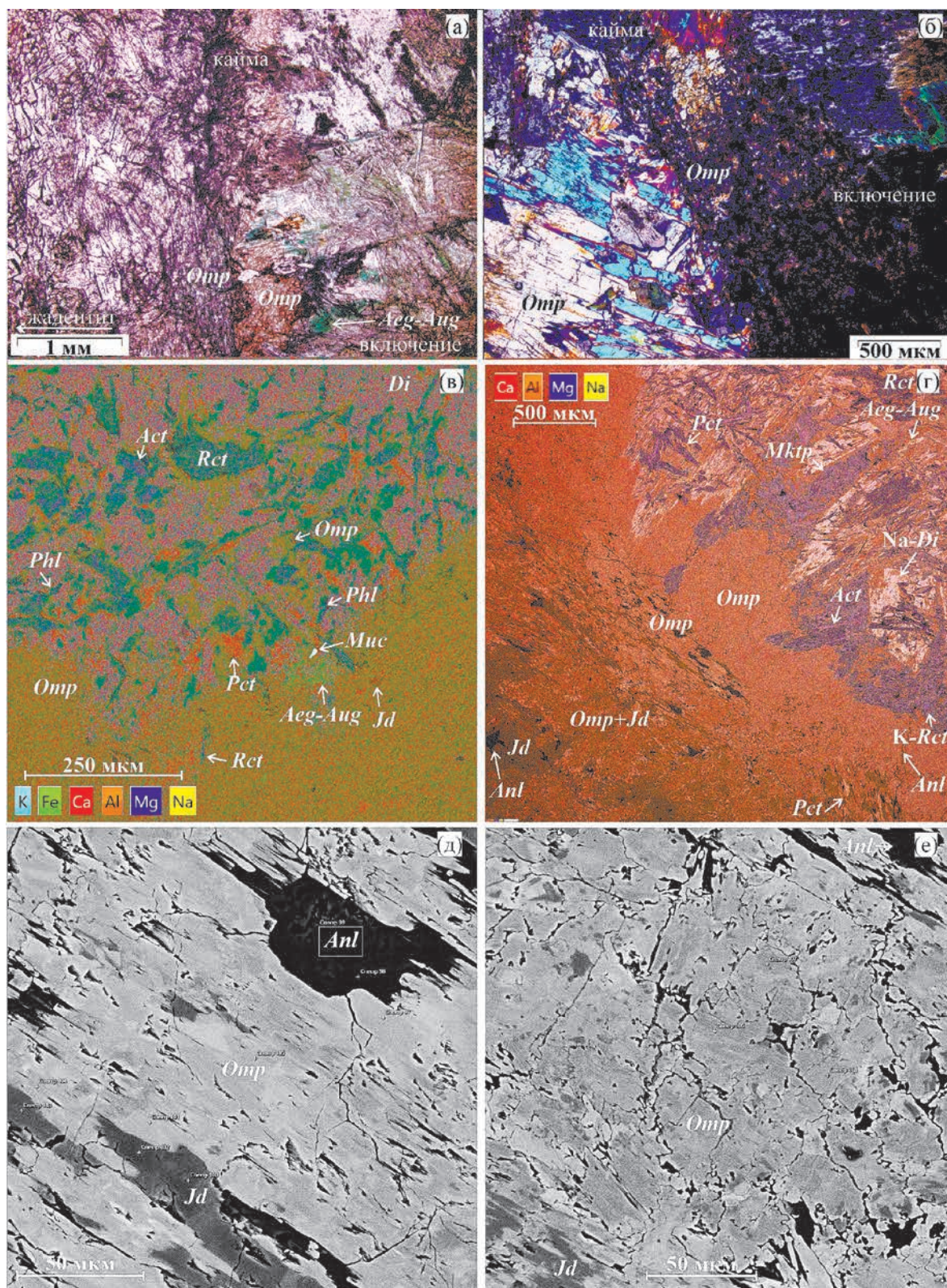


Рис. 11. Строение области контакта включения с жадеитом: (а) — в проходящем свете; (б) — в поляризованном свете; (в, г) — на картах распределения элементов; (д) — фрагмент рис. 11г, замещение крупного призматического зерна омфациита во внешней кайме включения по спайности анальцитом и жадеитом; (е) — фрагмент рис. 11г, агрегат мелких изометричных зерен омфациита с анальцитовыми интерстициями и прожилками на участке внешней каймы включения между крупными призматическими зернами омфациита; (д, е) — изображения в BSE.

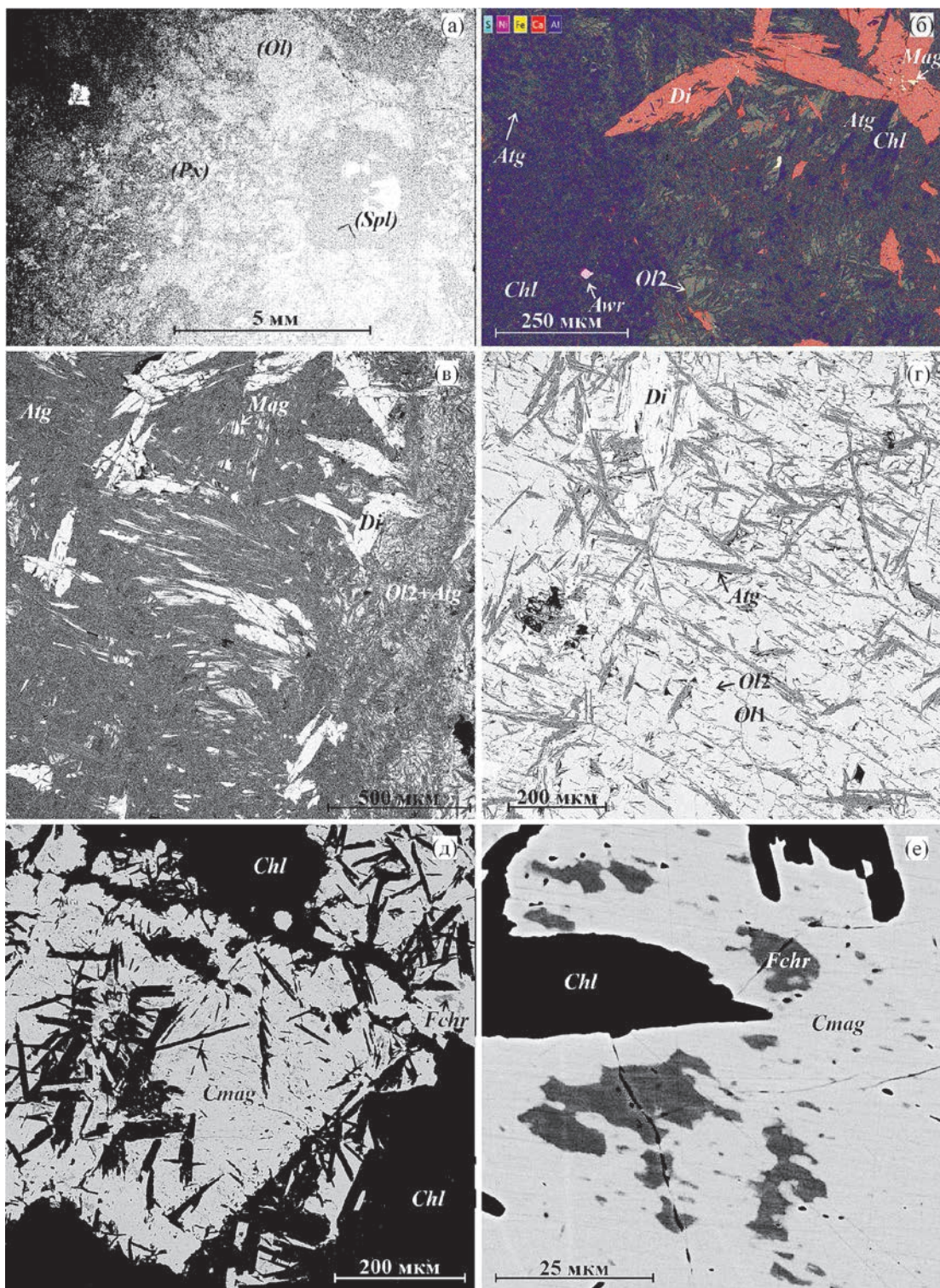


Рис. 12. Структура металерцолита (обр. EL8-77): (а) — частично перекристаллизованный и замещенный оливин, псевдоморфозы по пироксенам и хромшпинелидам; (б) — хлоритовая (с антигоритом) кайма вокруг замещенного хромшпинелида, идиобласты диопсида и реликты перекристаллизованного оливина в антигорите; (в) — диопсид-антигорит-хлоритовая псевдоморфоза по пироксену; (г) — замещение оливина антигоритом по спайности, реликтовые участки первичного оливина; (д) — псевдоморфоза Cr-магнетита с лейстами хлорита и антигорита по первичному хромшпинелиду; (е) — фрагмент рис. 12д, выделения феррит-хромита в хромистом магнетите; (б) — карта распределения элементов, (а, в–е) — изображения в BSE. Аббревиатуры минералов в скобках на рис. 12а — замещенные первичные минералы.

Таблица 4. Составы минералов металерцолита (обр. EL8-77)

Компоненты	<i>O11</i>	<i>O12</i>	<i>Di1</i>	<i>Di2</i>	<i>Chl</i>	<i>Atg1</i>	<i>Atg2</i>	<i>Atg3</i>	<i>Fchr</i>	<i>Cmag</i>	<i>Mag</i>
	8	8	2	5	7	2	8	3	5	6	1
SiO ₂	39.80	39.06	53.15	54.68	32.24	39.27	41.10	42.55	0.15	0.13	0.20
TiO ₂			0.06	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.58	0.30	0.21
Al ₂ O ₃			0.62	0.11	12.48	2.97	2.11	1.26	1.87	0.04	0.05
FeO	10.03	11.99	1.33	1.28	3.52	4.17	3.32	3.27	34.88	88.46	89.85
MnO	0.17	0.28	0.04	0.04	0.01	0.05	0.08	0.03	1.01	0.08	0.07
MgO	48.62	47.06	18.18	18.07	33.34	35.01	37.29	38.20	2.35	0.40	0.45
CaO	0.00	0.04	23.23	25.17	0.01	0.00	0.08	0.04			
Na ₂ O			0.54	0.14	0.07	0.02	0.03	0.02			
K ₂ O			0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00			
Cr ₂ O ₃			0.18	0.09	2.64	2.30	0.63	0.09	55.87	3.78	0.68
NiO	0.37	0.37	0.03	0.02	0.17	0.16	0.14	0.13	0.06	0.43	0.22
V ₂ O ₃									0.35	0.04	0.00
ZnO									1.18	0.00	0.00
Сумма	99.00	98.79	97.34	99.61	84.47	83.93	84.80	85.61	98.31	93.65	91.73
Mg#	89.6	87.5	96.1	96.2	94.4	93.7	95.2	95.4			

Зерна оливина размером 2–4 мм содержат многочисленные разноориентированные пластинки антигорита длиной до 0.2 мм при толщине до 20 мкм, редкие пластинки хлорита (неотличимого от антигорита ни в оптическом микроскопе, ни на изображениях в рассеянных электронах) и рассеянные зерна диопсида размером до 0.2 мм – призматические или неправильной формы (рис. 12б–12г). Часть пластинок антигорита развивается по определенному направлению в пределах зерна оливина, что создает впечатление спайности или отдельности (рис. 12г). В контакте с зернами диопсида, антигорита и хлорита оливин (*O12*) имеет довольно железистый состав (Mg# 87.5) и повышенное содержание MnO (0.28 мас. %), характерное для метаморфических оливинов (Nozaka, 2018), но при этом обнаруживает довольно высокое содержание NiO. Однако новообразованных идиоморфных зерен оливина не отмечается – самые мелкие зерна метаморфического оливина имеют форму ксеноморфных скринов между идиоморфными пластинками антигорита и хлорита (рис. 12б). Реликты более магнезиального оливина (*O11*), соответствующего по составу первичным оливинам мантийных шпинелевых лерцолитов (Mg# 89.6, NiO 0.37 мас. %, MnO 0.17 мас. %), сохранились лишь на отдельных участках зерен без включений антигорита и диопсида; эти участки выглядят более темными на изображениях в обратнорассеянных электронах (рис. 12г).

Диопсид имеет высокую магнезиальность (Mg# 96.1–96.2), высокое содержание CaO и низкие содержания Al₂O₃ и Cr₂O₃, типичные для метаморфических клинопироксенов из шпинелевых лерцолитов. В наиболее крупных зернах прослеживается слабая зональность с обеднением краевых частей (*Di2*, табл. 4) глиноземом, хромом и натрием.

Хлорит имеет довольно выдержанный состав с магнезиальностью Mg# 94.4, невысоким содержанием глинозема (12.5 мас. % Al₂O₃) и умеренным содержанием хрома.

Антигорит имеет выдержанную магнезиальность (Mg# 94–95) и обнаруживает лишь некоторые вариации содержаний глинозема и хрома, которые наиболее высоки в пластинках антигорита в хромистом магнетите (*Atg1*), несколько ниже в антигорите из псевдоморфоз по пироксенам (*Atg2*) и наиболее низки в пластинках антигорита, развивающихся по оливину (*Atg3*).

В антигорите присутствуют редкие мелкие (до 100 мкм) зерна и агрегаты сульфидов неправильной формы. Агрегаты представляют собой сращения пентландита и хизлевудита (табл. 3), при этом в пентландите присутствуют обильные мелкие включения аваруита (*Awr*). Мелкие идиоморфные зерна аваруита отмечаются так же, как включения в хромистом магнетите и хлоритовых агрегатах вокруг замещенных хромшпинелидов (рис. 12б). В псевдоморфозах по пироксенам присутствуют

немногочисленные зерна магнетита, удлинённые или пластинчатые, размером преимущественно до 50 мкм (рис. 12в), имеющие более низкое содержание хрома, чем в хромистых магнетитах из псевдоморфоз по хромшпинелидам.

Талька, амфиболов, петельчатого серпентина (лизардита/хризотила) и брусита в образце не обнаружено, как и каких-либо секущих прожилков.

Судя по петрографии и минералогии, в метатерцолите развита близкая к равновесной минеральная ассоциация $Ol + Atg + Di + Chl + Fchr + Mag/Cmag + Awr$, характерная для диопсидовой зоны зональных метаморфических ореолов перидотитов (Khedr, Arai, 2010; Khedr et al., 2010) и соответствующая зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма (Liou et al., 2004). Соотношение магнезиальностей сосуществующих силикатов ($Mg\#Di > Mg\#Atg \geq Mg\#Chl > Mg\#Ol$) соответствует обычному в метатерцолитах с данной минеральной ассоциацией (Trommsdorff, Evans, 1972; Trommsdorff et al., 1998). Единственным реликтовым первичным минералом является высокомагнезиальный оливин (Ol в табл. 4). Явных признаков проявления нескольких стадий метаморфической перекристаллизации в породе не обнаруживается.

ГЕОХИМИЯ

Состав жадеитита по содержаниям петрогенных элементов (табл. 1) близок к составу жадеита; модальный минеральный состав жадеитита, оцененный масс-балансовым расчетом по средним составам минералов и валовому составу породы, составляет (в мас. %): Jd 80, Anl 12, Omp 8, Pct 0.4, Ba - Ti - Si акцессорный минерал 0.02, что соответствует петрографическим наблюдениям.

Жадеитит обнаруживает обогащенный спектр РЗЭ ($(La/Yb)_N$ 5.9; здесь и ниже — нормализация на состав РМ (McDonough, Sun, 1995)), слегка U-образный в области средних–тяжелых РЗЭ ($(Er/Lu)_N$ 0.67), без явной европиевой аномалии (Eu/Eu^* 0.9) при содержаниях средних и тяжелых РЗЭ ниже уровня РМ, а легких РЗЭ — немного выше этого уровня. При этом состав жадеитита на спайдер-диаграмме (рис. 13) характеризуется интенсивными положительными аномалиями Zr , Hf , Ba , Th и U , более слабыми положительными аномалиями Pb , Sr и Ti и слабой отрицательной аномалией Nb . Примечательно также высокое содержание Li (43 ppm) в жадеитите (табл. 5).

Состав включения в жадеитите ввиду его небольшого размера не может быть определен традиционными методами, и для его оценки был использован энергодисперсионный метод с последовательным сканированием отдельных участков

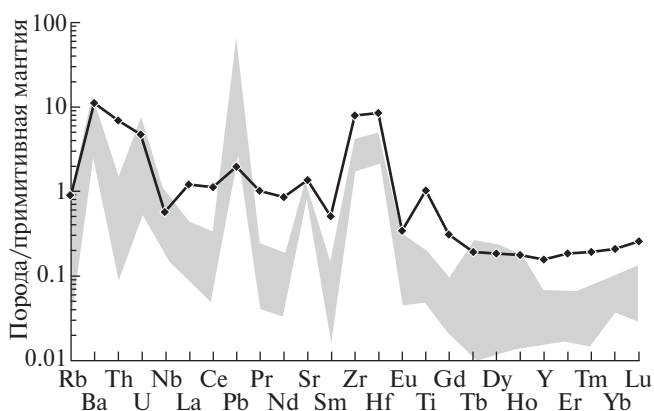


Рис. 13. Спектр содержаний редких элементов в жадеитите (обр. EL8-78), нормализованных на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995). Поле составов жадеитов из Мьянмы по данным (Shi et al., 2008).

включения и усреднением полученных составов сканированных областей. Для оценки возможных погрешностей аналогичным методом был оценен состав жадеитита и сопоставлен с его составом, измеренным методом XRF. Разница в содержаниях петрогенных элементов в жадеитите, оцененных разными методами (табл. 1), для большинства оксидов не превышает аналитической погрешности метода XRF, за исключением хрома. Последнее (завышенное содержание хрома в анализе энергодисперсионным методом) обусловлено присутствием остатков Cr_2O_3 из полировочного материала в дефектах на поверхности сканированных участков. Таким образом, оценка валового состава включения (табл. 2) представляется достаточно достоверной (за исключением содержания хрома, которое, вероятно, завышено).

Модальный минеральный состав включения, оцененный масс-балансовым расчетом по средним составам минералов и валовому составу породы (табл. 2), составляет (в мас. %): Omp 38, Rct 41 (включая $Rct1$, $Rct2$ и Eck), $K-Rct$ 7.5, $Mktp$ 7.6, Pct 4.7, Anl 1.5, $Aeg-Aug$ 0.5, прочие минералы — не более доли процента. С учетом того, что в отсканированную область включения частично попала омфацитовая кайма и не попал участок с многочисленными реликтами диопсида, оцененный модальный состав соответствует петрографическим наблюдениям и позволяет охарактеризовать включение как омфацитовый амфиболит.

Валовый состав амфиболита включения (табл. 2) обнаруживает противоречивые черты, не позволяющие соотнести его с составами магматических пород. Так, высокая магнезиальность ($Mg\#$ 85.6) не соотносится с крайне высоким содержанием натрия (8 мас. % Na_2O) и повышенным содержанием калия (0.25 мас. % K_2O), а высокое модальное

Таблица 5. Состав жадеитита

Компоненты	EL8-77	Компоненты	EL8-77
SiO ₂	56.94	Sr	27.0
TiO ₂	0.177	Y	0.67
Al ₂ O ₃	22.35	Zr	81.7
FeO	1.32	Nb	0.377
MnO	0.019	Ba	72.4
MgO	1.60	La	0.776
CaO	2.61	Ce	1.849
Na ₂ O	12.62	Pr	0.256
K ₂ O	0.08	Nd	1.059
Cr ₂ O ₃	0.005	Sm	0.202
P ₂ O ₅	0.013	Eu	0.052
П.п.п.	0.99	Gd	0.167
Сумма	98.72	Tb	0.019
Li	43.3	Dy	0.125
Sc	5.4	Ho	0.026
Ti	1250	Er	0.080
V	25	Tm	0.013
Co	5.2	Yb	0.091
Ni	66	Lu	0.017
Cu	54.5	Hf	2.34
Zn	48.6	Pb	0.28
Rb	0.53	Th	0.55
		U	0.096

Примечание. Оксиды даны в мас. %, измерены методом XRF; редкие элементы – в г/т, определялись методом ICP-MS.

содержание клинопироксена в протолите не соотносится с довольно низким содержанием в нем титана (0.29 мас. % TiO₂) и крайне низким содержанием хрома (измерено 0.14 мас. % Cr₂O₃; более надежная оценка по масс-балансовым расчетам 0.04 мас. % Cr₂O₃). Относительно невысокое содержание кальция и высокое содержание натрия во включении свидетельствуют о том, что еще до начала кристаллизации жадеита протолит включения претерпел сильно неизохимичный метаморфизм (метасоматизм), проявленный, в частности, в очевидном привносе натрия и выносе кальция.

ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Температура формирования жадеититов, оцененная по составу жадеита, контактирующего с

омфацитом ($Jd1$, X_{Jd} 0.85 ± 0.02), и конфигурации жадеитовой ветви жадеит-омфацитовых сольвусов (Green et al., 2007), составляет 515°C по положению сольвуса в магнезиальной системе и 480°C – в железистой. Трехвалентного железа в составе жадеита нет, а его магнезиальность составляет 72, что позволяет оценить вероятную равновесную температуру как 500°C (с погрешностью ±30°C). При этой температуре жадеит и анальцит равновесны при 8.5 кбар (расчет для чистых миналов и чисто водного флюида по базе данных ThermoCalc 3.33 (Holland, Powell, 1998)). Эти параметры соответствуют полю стабильности ассоциации оливин + + антитерит + диопсид во вмещающем металерцолите и согласуются с отсутствием в нем брусита (который при данном давлении воды должен кристаллизоваться при температуре ниже 475°C). Равновесный с жадеитом омфацит при данной температуре,

судя по конфигурации омфацитовой ветви сольвуса (Green et al., 2007), должен иметь состав Na-омфацита с X_{Jd} не ниже 0.55–0.58. Омфациты такого состава в изученном жадеитите присутствуют (рис. 4), однако большая часть омфацитов в жадеитите обнаруживает более низкие содержания жадеитового компонента и не является равновесной с жадеитом, что соответствует петрографическим наблюдениям.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности жадеититов Эльденырского массива

Нахождение жадеитита в виде жилы в оливин-антигортитовых породах не является необычным для известных местонахождений жадеититов (Harlow, Sorensen, 2005). Отмеченные выше черты геохимии жадеитита из Эльденырского массива типичны для жадеититов из других известных местонахождений (Sorensen et al., 2006; Morishita et al., 2007; Shi et al., 2008; сводка в работе (Harlow et al., 2015); Meng et al., 2016; Angiboust et al., 2021a), при этом положительные аномалии Zr и Hf присущи собственно жадеиту и омфациту (Morishita et al., 2007) и не связаны с акцессорным цирконом. Ассоциация жадеита с омфацитом, анальцитом и пектолитом также описана в некоторых жадеититах (Harlow, Sorensen, 2005; Goto et al., 2017), как и присутствие акцессорных фаз титана и бария (Harlow, 1994), хотя акцессорная Ba-Ti-Si фаза (табл. 1), по-видимому, обнаружена в жадеититах впервые. Оцененные P – T параметры формирования жадеитита Эльденырского массива находятся в пределах оценок, сделанных для жадеититов из других местонахождений (Tsujimori, Harlow, 2012).

К особенностям жадеититов Эльденырского массива можно отнести отсутствие обычных для жадеититов признаков деформаций (Angiboust et al., 2021b) и развития ретроградных минеральных ассоциаций как в жадеититах, так и в непосредственно вмещающих их ультрамафитах (Harlow, Sorensen, 2005). Эти особенности, по-видимому, обусловлены формированием жадеититов во внутренних частях крупной пластины ультрамафитов, не претерпевших заметных деформаций в ходе эксгумации.

Идиоморфизм зерен жадеита в основной массе жадеитита, концентрическая и местами осцилляторная зональность этих зерен свидетельствуют о непосредственной кристаллизации жадеита из флюида, как это предполагалось для преобладающей части известных жадеититов (Harlow et al., 2015 и ссылки в этой работе). Структурные соотношения минералов в жадеитите свидетельствуют о том, что совместно с жадеитом из флюида кристаллизовались также анальцит и пектолит.

Однако низконатровый состав ($X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) < 0.5$) части зерен омфацита в омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита, исключая их равновесность с жадеитом, не позволяет предполагать для них непосредственную кристаллизацию из флюида совместно с жадеитом. Резорбированные границы зерен низконатровых омфацитов свидетельствуют об их растворении, тогда как идиоморфный габитус немногочисленных укрупненных зерен высоконатровых омфацитов и наличие включений жадеита в них указывают на то, что растворение низконатровых омфацитов сопровождалось их частичной перекристаллизацией до равновесных с жадеитом составов. Действительно, для омфацитов, кристаллизовавшихся непосредственно из флюида совместно с жадеитом и анальцитом, характерна совершенно иная структура – длинно-призматический габитус зерен и их идиоморфизм относительно анальцита, а также состав, близкий к стехиометрическому с $X_{Jd}/(X_{Jd} + X_{Quad}) = 0.5$ (Wen et al., 2023). Таким образом, омфацит-жадеитовые агрегаты в жадеититах Эльденырского массива могут рассматриваться как наиболее перекристаллизованные реликты субстрата, в ходе растворения и перекристаллизации которого и формировались жадеититы.

Прояснить детали механизма формирования жадеититов позволяет присутствие в них включений с реликтовой структурой и специфической минералогией, что представляется основной особенностью изученных жадеититов.

Петрогенезис жадеитита

Описанные выше структурные и минералогические особенности позволяют рассматривать изученные включения в жадеитите как метасоматизированные и недоразтворенные реликты субстрата, за счет перекристаллизации и растворения которого отчасти и образовывались жадеититы. Высокое модальное содержание клинопироксена в протолите включения, его реликтовая гипидиоморфная грубозернистая структура (определенно не габбровая, учитывая идиоморфизм зерен клинопироксена) и немагматический состав клинопироксена позволяют предполагать, что протолит представлял собой высокотемпературный гидротермальный диопсидит, похожий на диопсидиты, слагающие жильные тела в мантийных перидотитах офиолитов Омана (Python et al., 2007). В этих диопсидитах с диопсидом, имеющим состав, близкий к составу диопсидов изученного включения, ассоциируют анортитовый плагиоклаз, высокомагнетический оливин (Python et al., 2007) и гроссуляр (Akizawa, Arai, 2014), и каждый из этих минералов потенциально может быть тем, по которому развивались “лейкократовые” псевдоморфозы. Однако породы данного типа изучены довольно слабо, и не

исключено, что в изученных включениях протолита с диопсидом ассоциировал другой первичный минерал, может быть, эденит-паргаситовая роговая обманка немагматического происхождения, крупные зерна которой были описаны в некоторых жадеититах и интерпретированы как реликты их протолита (Kunugiza et al., 2017; Angiboust et al., 2021a).

Процесс перекристаллизации протолита определенно протекал в несколько стадий. На самой ранней стадии происходила частичная перекристаллизация диопсида до Na-диопсида и эгирин-авгита.

На следующей стадии (или стадиях) происходило псевдоморфное замещение грубозернистого диопсида/эгирин-авгита и ассоциировавшего с ними минерала микро- и мелкозернистым агрегатом Ca-, Na-Ca и K-Na-Ca амфиболов, омфацита, пектолита, на отдельных участках также флогопита. В структурном плане к этой стадии перекристаллизации протолита наиболее близко псевдоморфное замещение крупных зерен роговой обманки мелкозернистым агрегатом омфацита и диопсида, описанное в жадеитите из района Итоигава-Оми в Японии (Kunugiza et al., 2017), хотя амфиболы и пектолит в псевдоморфном агрегате отсутствуют.

Развивавшаяся на этой стадии амфиболсодержащая минеральная ассоциация близка к описанной в специфических породах, ассоциирующих с жадеититами из Мьянмы и на 70% сложенных Ca-Na и Na амфиболами (Shi et al., 2003). Эти породы, представляющие собой роговикоподобные бесплагиоклазовые амфиболиты и названные амфиболовыми фельсами, были изначально интерпретированы как продукт метаморфических и метасоматических реакций между жадеититами и перидотитами (Shi et al., 2003), а позднее — как метасоматизированные реликты протолита жадеититов (Angiboust et al., 2021b). Похожие породы, названные авторами темными гранофельсами, описаны в жадеититах массива Сыум-Кей на Полярном Урале (Angiboust et al., 2021a). Хотя уместность использования терминов “фельс” и “гранофельс” для этих пород вызывает определенные сомнения, мы используем их так, как это делают авторы цитируемых работ. Эти породы обнаруживают несколько черт, проявленных и в изученных нами породах. Во-первых, они присутствуют внутри жадеититов как фрагменты с четкими границами. Во-вторых, в составе амфиболовых фельсов и темных гранофельсов присутствуют многочисленные дискретные по составам генерации Na- и Ca-Na амфиболов, как и в изученных нами включениях. Наконец, характерной чертой этих пород является развитие зональных идиоморфных порфириобластов амфибола (с более глиноземистыми и кальциевыми амфиболами в ядре и с менее глиноземистыми и кальциевыми —

в краевой части) в матриксе амфибола, имеющего тот же состав, что и в краевых зернах порфириобластов. Основное отличие от изученных нами включений — отсутствие реликтовой структуры в фельсах и отсутствие в них реликтов диопсида и эгирин-авгита. Кроме того, амфиболы в фельсах из Мьянмы и Полярного Урала в целом имеют более натровый состав и ассоциируют с жадеитом, а не с омфацитом. Вероятно, эти различия обусловлены разной интенсивностью и разными P – T параметрами перекристаллизации протолита. Тем не менее процессы формирования метасоматических минеральных ассоциаций с Na- и Ca-Na амфиболами в фельсах из Мьянмы и Полярного Урала и в изученных нами включениях представляются в принципе сходными.

На следующей стадии происходило растворение амфиболов и пектолита, формирование мономинерального мелкозернистого омфацитового агрегата (внутренняя кайма включений) и его перекристаллизация в крупные длиннопризматические зерна омфацита, субпараллельные контакту включения (наружная кайма). Аналогичная мономинеральная кайма мелкозернистого омфацита на контакте включения с основной массой жадеитита (жадеит-альбитовой) отмечалась и в жадеититах из Итоигава-Оми (Kunugiza et al., 2017). Хотя в составе серпентинитового меланжа с блоками жадеититов в Мьянме также описаны глыбы мономинеральных мелкозернистых омфацититов, однако их контактов с амфиболовыми фельсами и жадеититами не наблюдалось (Shi et al., 2012).

На следующей стадии происходила резорбция крупных призматических зерен омфацита и частично замещение омфацита жадеитом, частично перекристаллизация низконатрового омфацита до высоконатрового, равновесного с жадеитом, с формированием мелкозернистых омфацит-жадеитовых агрегатов. Аналогичные мелкозернистые омфацит-жадеитовые агрегаты в жадеит-альбитовой матрице, которые иногда сохраняют призматический габитус и обнаруживают однородное погасание, присутствуют и в жадеититах из Итоигава-Оми (Kunugiza et al., 2017). Замещение омфацита жадеитом отмечалось и в омфацититах из Мьянмы (Shi et al., 2012). Мелкозернистые омфацит-жадеитовые агрегаты с ксеноморфным габитусом зерен и нечеткими границами в основной массе более крупных (0.25–0.5 мм) идиоморфных зерен жадеита, похожие на присутствующие в жадеитите Эльденырского массива, были описаны также в жадеититах Кубы (Garcia-Casco et al., 2008). Однако авторы интерпретировали эти агрегаты как более поздние, развивающиеся по идиоморфному жадеиту.

На финальной стадии (возможно, одновременно с предыдущей стадией) происходила

непосредственная кристаллизация из флюида жадеита (идиоморфные концентрически-зональные зерна) и ассоциирующих с ним анальцита, пектолита и Ba-Ti-Si акцессорного минерала.

Таким образом, в качестве перекристаллизованных реликтов протолита в жадеититах может рассматриваться высококальциевый неравновесный с жадеитом омфацил, в том числе и присутствующий в составе микрозернистых омфацил-жадеитовых агрегатов, а не только циркон (или отдельные его генерации), ильменит и хромит, как это принято полагать (Shi et al., 2012).

Проведенное исследование жадеитита Эльденырского массива свидетельствует о том, что механизмы метасоматического замещения и непосредственной кристаллизации из флюида, предполагавшиеся для формирования жадеититов, не являются альтернативными (Harlow, 1994; Tsujimori, Harlow, 2012), а скорее функционируют совместно (Angiboust et al., 2021a).

Возраст и обстановка формирования жадеититов

Формирование жадеититов и вмещающих их металерцолитов в Эльденырском массиве может быть связано с ранне-среднетриасовым этапом высокобарического метаморфизма, установленным в пределах Усть-Бельского массива, где он проявлен в развитии гранатовых амфиболитов по дайкам микрогаббро, пород с альбит-цоизит-парагонит-паргаситовым парагенезисом по жильным диоритам и ассоциации оливин-антигорит-диопсид во вмещающих перидотитах (Ledneva et al., 2019). Этот этап метаморфизма связывается с субдукцией, в ходе которой, по-видимому, происходило затягивание блоков пород древних (неопротерозойских или позднепротерозойских—кембрийских) ультрамафит-мафитовых комплексов, интродуцированных более молодыми дайками, в зону субдукции (Ledneva et al., 2019). Хотя параметры метаморфизма, оцененные для гранатовых амфиболитов Усть-Бельского массива ($580 \pm 33^\circ\text{C}$, 13.8 ± 1.7 кбар), заметно выше оцененных для жадеититов Эльденырского массива, тем не менее и те, и другие соответствуют метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации (Liou et al., 2004) и режиму “теплой” субдукции, отмечаемому для формирования части известных жадеититов (Tsujimori, Harlow, 2012; Angiboust et al., 2021a).

Интерпретация лерцолитов Эльденырского массива как пород субконтинентальной литосферной мантии (Базылев и др., 2010) позволяет предполагать, что на стадии формирования в них жадеититов они являлись частью мантийного клина над зоной субдукции. Хотя на отдельных участках в Усть-Бельском массиве также присутствуют фертильные шпинелевые лерцолиты, соответствующие

перидотитам субконтинентальной литосферной мантии (Базылев и др., 2009; Паланджян, 2010), вмещающими породами для гранатовых амфиболитов в Усть-Бельском массиве являются метатарцбургиты, рассматриваемые как аналоги абиссальных перидотитов (Паланджян, 2010) или надсубдукционных перидотитов литосферы задуговых бассейнов (Базылев и др., 2009). При этом, в отличие от жадеититов, формирование гранатовых амфиболитов происходило в ходе изохимичного метаморфизма (Ledneva et al., 2019). Таким образом, образование жадеититов в фертильных лерцолитах и гранатовых амфиболитов в тарцбургитах, хотя и было обусловлено единым процессом надсубдукционного метаморфизма/метасоматизма, происходило на разных уровнях глубинности и, по-видимому, в разных частях зоны субдукции.

Интерпретация Усть-Бельского террейна как меланжа зоны субдукции, активной в ранне-среднетриасовое время, претерпевшего наложенную тектонизацию в ходе эксгумации в мелу, позволяет объяснить присутствие в составе террейна мантийных и коровых пород, сформированных в разных обстановках и, вероятно, разновозрастных. К их числу относятся фертильные шпинелевые лерцолиты (породы субконтинентальной литосферной мантии), претерпевшие метаморфизм повышенного давления/низкой температуры, лерцолиты и тарцбургиты океанического/задугового типа, также претерпевшие подобный метаморфизм, и мантийно-коровые комплексы задугового/островодужного типа, не испытывавшие такого метаморфизма.

ВЫВОДЫ

Жадеититы, слагающие жилу в металерцолитах Эльденырского массива в составе Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области, сложены ассоциацией жадеита, омфацила, анальцита, пектолита и Ba-Ti-Si акцессорного минерала. Во вмещающих металерцолитах развита ассоциация оливина, антигорита, диопсида, хлорита, феррит-хромита, хромистого магнетита и акцессорных аверуита, хизлевудита и пентландита.

В жадеититах присутствуют включения с реликтовой грубозернистой структурой, рассматриваемые как реликты метасоматизированного протолита жадеититов. Этим протолитом, по-видимому, являлись высокотемпературные гидротермальные диопсидиты. Во включениях проявлена локальная перекристаллизация диопсида до эгирин-авгита и псевдоморфное развитие по диопсиду/эгирин-авгиту и ассоциировавшему с ним неустойчивому минералу микро-мелкозернистого агрегата актинолита, магнезиокатофорита, К-рихтерита, рихтерита нескольких генераций, экерманнита, омфацила,

пектолита, анальцита, флогопита и аксессуарных маухерита и хизлевудита.

Преобразование протолита еще до начала кристаллизации жадеита протекало в несколько стадий, включая метасоматическую перекристаллизацию и полную структурную переработку. На последней стадии переработки протолита кристаллизация идиоморфного зонального жадеита с анальцитом и пектолитом из флюида сопровождалась перекристаллизацией и растворением последних реликтов протолита, представленных высококальциевым омфацитом в микрозернистых омфацит-жадеитовых агрегатах жадеитита.

Формирование жадеититов и сопутствующий метаморфизм лерцолитов Эльденского массива с развитием оливин-диопсид-антигортитовой ассоциации протекали при 500°C и 8.5 кбар, что отвечает параметрам метаморфизма высокого давления—низкой температуры, характерным для метаморфизма перидотитов мантийного клина в режиме “теплой” субдукции. Этот же режим метаморфизма был установлен ранее в пределах Усть-Бельского террейна для отдельных пород из Усть-Бельского массива, а возраст метаморфизма этих пород определен как ранне-среднетриасовый. Таким образом, находка жадеититов является еще одним аргументом, позволяющим рассматривать Усть-Бельский террейн как меланж зоны субдукции, активной в ранне-среднетриасовое время, претерпевший дополнительную тектонизацию при его последующей эксгумации.

Благодарности. Авторы благодарны Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН) и Д.В. Кузьмину (ИГМ СО РАН) за помощь в микронзондовых определениях составов минералов, К.А. Лоренцу (ГЕОХИ РАН) за помощь при проведении электронно-микроскопических исследований, Т.Г. Кузьминой и Т.В. Ромашовой (ГЕОХИ РАН) за выполнение рентгенофлуоресцентного анализа жадеитита и Я.В. Бычковой (МГУ им. М.В. Ломоносова) за выполнение ICP-MS анализа жадеитита. Авторы признательны С.А. Силантьеву (ГЕОХИ РАН) и М.А. Горновой (ИГХ СО РАН) за замечания, позволившие улучшить текст статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; участие в исследовании Г.В. Ледневой обеспечивалось бюджетным финансированием по теме государственного задания Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.

Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. и др. Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные результаты // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы 3-й Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 73–76.

Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н. Минералогическая типизация и геодинамическая обстановка формирования перидотитов массива Эльден (Чукотка) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тез. докл. XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. 1. С. 72–73.

Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 93 с.

Киевченко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Земля: ЭКОСТ, 2001. 579 с.

Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В. и др. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. Т. 50. № 1. С. 44–53.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья / Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.

Некрасов Г.Е., Заборская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья — фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.

Паланджян С.А. Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы / Под ред. Д.В. Рундквиста. Проблемы глобальной геодинамики. Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН 2000–2001. Вып. 2. М.: РАН, 2003. С. 32–56.

- Angiboust S., Glodny J., Cambeses A. et al.* Drainage of subduction interface fluids into the forearc mantle evidenced by a pristine jadeitite network (Polar Urals) // *J. Metamorph. Geol.* 2021a. V. 39. P. 473–500.
- Angiboust S., Munoz-Montecinos J., Cambeses A. et al.* Jolts in the Jade factory: A route for subduction fluids and their implications for mantle wedge seismicity // *Earth-Sci. Rev.* 2021b. V. 220. 103720.
- Akizawa N., Arai S.* Petrology of mantle diopside from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution // *Isl. Arc.* 2014. V. 23. No 4. P. 312–323.
- Bazylev B.A., Popević A., Karamata S. et al.* Mantle peridotites from the Dinaridic ophiolite belt and the Vardar zone western belt, central Balkan: a petrological comparison // *Lithos.* 2009. V. 108. No 1–4. P. 37–71.
- Goto A., Kunugiza K., Miyajima H.* Phase relation in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$ system for the hydrothermal precipitation of jadeite, albite, natrolite, and analcime in jadeitite of the Itoigawa-Omi area, Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2017. V. 112. P. 271–280.
- Green E., Holland T., Powell R.* An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks // *Amer. Mineral.* 2007. V. 92. P. 1181–1189.
- Harlow G.E.* Jadeitites, albitites and related rocks from the Motagua fault zone, Guatemala // *J. Metamorph. Geol.* 1994. V. 12. P. 49–68.
- Harlow G.E., Sorensen S.S.* Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: metasomatic connections // *Int. Geol. Rev.* 2005. V. 47. P. 113–146.
- Harlow G.E., Tsujimori T., Sorensen S.S.* Jadeitites and plate tectonics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 105–138.
- Hertvig A., Maresh W.V., Schertl H.-P.* Jadeitite and related rocks in serpentinite mélanges from the Rio San Juan Complex, Dominican Republic: evidence for both isochemical replacement and metasomatic desilication of igneous protoliths with fluid-assisted jadeite growth // *Russian Geology and Geophysics.* 2021. V. 62. No 5. C. 496–524.
- Holland T.J.B., Powell R.* An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metam. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. P. 43–47.
- Khedr M.Z., Arai S.* Hydrous peridotites with Ti-rich chromian spinel as a low-temperature forearc mantle facies: evidence from the Haplo-O'ne metaperidotites (Japan) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 137–157.
- Khedr M.Z., Arai S., Tamura A., Morishita T.* Clinopyroxenes in high-*P* metaperidotites from Haplo-O'ne, central Japan: implications for wedge transversal chemical change of slab-derived fluids // *Lithos.* 2010. V. 119. P. 439–456.
- Kunugiza K., Nakamura E., Goto A. et al.* In situ U-Pb zircon age dating deciphering the formation event of the omphacite growth over relict edenitic pargasite in omphacite-bearing jadeitite of the Itoigawa-Omi area of the Hida-Gaien belt, central Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2017. V. 112. P. 256–270.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. P. 295–321.
- Ledneva G.V., Layer P.W., Bazylev B.A. et al.* Early-middle Triassic basic magmatism and metamorphism of ultramafic-mafic complexes of the Ust'-Belaya terrane (central Chukotka, NE Russia): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, petrological and geochemical data, geodynamic interpretations // *Int. Geol. Rev.* 2019. V. 61. No 9. P. 1052–1070.
- Liou J.G.* Analcime equilibria // *Lithos.* 1971. V. 4. P. 389–402.
- Liou J.G., Tsujimori T., Zhang R.Y. et al.* Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model // *Int. Geol. Rev.* 2004. V. 46. P. 1–27.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeev A.B. et al.* Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones // *Eur. J. Mineral.* 2016. V. 28. No 6. P. 1079–1097.
- Moiseev A.V., Gushchina M.Yu., Sokolov S.D. et al.* Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U-Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust'-Belaya terranes (NE Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. V. 252. 105685.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- Morishita T., Arai S., Ishida Y.* Trace element compositions of jadeite (+omphacite) in jadeitites from the Itoigawa-Omi district, Japan: implications for fluid processes in subduction zones // *Isl. Arc.* 2007. V. 16. P. 40–56.

- Neuhoff P.S., Hovis G.L., Balassone G., Stebbins J.F.* Thermodynamic properties of analcime solid solutions // *Amer. J. Sci.* 2004. V. 304. P. 21–66.
- Nozaka T.* Compositional variation of olivine related to high-temperature serpentinization of peridotites: Evidence from the Oeyama ophiolite // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2018. V. 113. P. 219–231.
- Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G.* Ophiolitic Complexes and associated rocks in the Ust-Belaya Mountains and Algan Ridge, Russian Far East. US Geological Survey Open-File Report, OF 92-20-1, 1996. P. 4.
- Python M., Ceuleneer G., Ishida Y. et al.* Oman diopsidites: a new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic spreading centres // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. No 3–4. P. 289–305.
- Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantsev S.A. et al.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of North-East Asia: age, composition, and geodynamic diversity // *Eds. Y. Dilek, P.T. Robinson. Ophiolites in Earth History. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2003. V. 218. P. 619–664.
- Sorensen S., Harlow G.E., Rumble D., III.* The origin of jadeitite-forming subduction-zone fluids: CL-guided SIMS oxygen-isotope and trace-element evidence // *Amer. Mineral.* 2006. V. 91. P. 979–996.
- Shi G.H., Cui W.Y., Tropper P. et al.* The petrology of a complex sodic and sodic–calcic amphibole association and its implications for the metasomatic processes in the jadeitite area in northwestern Myanmar, formerly Burma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 145. P. 355–376.
- Shi G.H., Cui W.Y., Cao S.M. et al.* Ion microprobe zircon U–Pb age and geochemistry of the Myanmar jadeitite // *J. Geol. Soc. London.* 2008. V. 165. P. 221–234.
- Shi G., Harlow G.E., Wang J. et al.* Mineralogy of jadeitite and related rocks from Myanmar: a review with new data // *Eur. J. Mineral.* 2012. V. 24. P. 345–370.
- Trommsdorff V., Evans B.W.* Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy) // *Amer. J. Sci.* 1972. V. 272. P. 423–437.
- Trommsdorff V., Lopez Sanchez-Vizcaino V., Gomez-Pugnaire M.T., Muentener O.* High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 132. P. 139–148.
- Tsujimori T., Harlow G.E.* Petrogenetic relationships between jadeitite and associated high-pressure and low-temperature metamorphic rocks in worldwide jadeitite localities: a review // *Eur. J. Mineral.* 2012. V. 24. P. 371–390.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. No 3. P. 291–320.
- Wen J., Shi G., Xing B. et al.* Unique interstitial textures within coarse-grained jadeitite from Kazakhstan and their significance in locality identification // *Minerals.* 2023. V. 13. <https://doi.org/10.3390/min13040513>
- Yui T.F., Maki K., Usuki T. et al.* Genesis of Guatemala jadeitite and related fluid characteristics: insight from zircon // *Chem. Geol.* 2010. V. 270. P. 45–55.

Jadeitite in Metalherzolite of the El'denyr Massif, Chukotka: Mechanism and Setting of Its Formation

B. A. Bazylev¹, G. V. Ledneva²

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The paper presents the first data on the petrography, mineralogy, and geochemistry of jadeitites from the El'denyr massif, Chukotka, Russia, as well as host metalherzolites and amphibolite inclusions in the jadeitites. The jadeitite is composed of an association of jadeite, omphacite, analcime, and pectolite with a Ba-Ti-Si accessory mineral. The host metalherzolite is made of an association of olivine, antigorite, diopside, chlorite, ferrite-chromite, chromium magnetite, and accessory awaruite, heazlewoodite, and pentlandite. The jadeitite contains inclusions with a relict coarse-grained hypidiomorphic-granular texture, which are considered to be relics of the metasomatized protolith of the jadeitite. This protolith was probably high-temperature hydrothermal diopsidite. The inclusions show local recrystallization of primary diopside to aegirine-augite and pseudomorphic development of a fine-grained aggregate of amphiboles (several generations of richterite, actinolite, magnesiokatophorite, K-richterite, and eckermannite), omphacite, pectolite, analcime, phlogopite, accessory maucherite and heazlewoodite after diopside/aegirine-augite and an associated unidentified mineral. The protolith was transformed in several stages before the onset of jadeite crystallization, and these transformations included metasomatic recrystallization and a complete change in its texture. During the last stage, crystallization of the euhedral concentrically zoned jadeite with analcime and pectolite from fluid was accompanied by the recrystallization and dissolution of the last reworked relics of the protolith represented by high-calcium omphacite in microgranular omphacite-jadeite aggregates of jadeitite. The formation of jadeitites and the accompanying metamorphism of the host lherzolites occurred at 500°C and 8.5 kbar, which corresponds to *P–T* conditions typical of the metamorphism of mantle wedge peridotites in the "warm" subduction regime. The presence of jadeites in the El'denyr massif and high-pressure metamorphic rocks in the Ust'-Belaya massif, which were studied previously, allows us to consider the Ust'-Belaya terrane as a mélange of a subduction zone active in the Early–Middle Triassic that was deformed and disintegrated during its subsequent exhumation in the Cretaceous.

Keywords: jadeitite, omphacite, analcime, richterite, diopsidite, metamorphism, ophiolites, Ust'-Belaya terrane, West Koryak folded system