

КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ МИКРОСКОПИЯ ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА: ЧТО МЫ МОЖЕМ УЗНАТЬ НОВОГО О СИЛИКАТАХ, УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛАХ И АЛМАЗАХ?

Г.-П. Шертл¹, Р.Д. Нойзер¹, А.М. Логвинова^{2,4}, Р. Вирт³, Н.В. Соболев^{2,4}

¹ Ruhr-University Bochum, Institute of Geology, Mineralogy and Geophysics, 44780, Bochum, Germany

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³ Geoforschung zentrum Potsdam, Germany

⁴ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Выполнено комплексное исследование одного из ключевых образцов известково-силикатной породы сложного состава, относящейся к серии метаморфических пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива. Исследование серии новых шлифов осуществлялось с помощью катодолюминесцентной микроскопии, электронно-зондового микроанализа и просвечивающей/аналитической электронной микроскопии. Полученные результаты подтвердили присутствие микроалмазов и индикаторных признаков сверхвысоких давлений (К в клинопироксене) для семи из восьми выделенных ранее прослоев образца. Только в одном прослое с парагенезисом, в который включены форстерит, Ti-клиногумит, доломит, люминесцирующий гранат (Mg# = 86—95), клинопироксен без примеси калия и перовскита, алмазы не установлены. Симплектитовые каймы, замещающие гранат данного прослоя, представлены шпинелью, прорастающей авгитовый клинопироксен с редкой примесью сапфирина и корунда, в них отсутствуют водосодержащие минералы. В алмазодержащих прослоях (1, 2а) и (4—8) гранаты (Mg# = 81—83) и (Mg# = 38—53) соответственно не проявляют люминесценции. Они вместе с К-содержащими клинопироксенами находятся в Mg-кальцитовом матриксе. Отличительной чертой симплектитовых кайм является обилие выделений корунда, часто иглоподобных, и сапфирина в матриксе авгитового пироксена с незначительной примесью шпинели. Характерно присутствие в симплектитовых каймах высокомагнетизальных флогопита и К-амфибола, причем последний впервые установлен в метаморфических породах вообще.

Различная роль водосодержащих минералов на ранних стадиях регрессивного метаморфизма для разных прослоев отражает подвижность флюидов даже в пределах отдельно взятого образца.

Алмаз, гранат, пироксен, К-амфибол, сапфирин, корунд, метаморфизм сверхвысоких давлений, катодолюминесценция, Кокчетавский массив.

CATHODOLUMINESCENCE MICROSCOPY OF THE KOKCHETAV ULTRAHIGH-PRESSURE CALC–SILICATE ROCKS: WHAT CAN WE LEARN FROM SILICATES, CARBON-HOSTING MINERALS, AND DIAMOND?

H.-P. Schertl, R.D. Neuser, A.M. Logvinova, R. Wirth, and N.V. Sobolev

A comprehensive study of a key calc–silicate rock of complex composition, an ultrahigh-pressure metamorphic rock of the Kokchetav massif, has been studied. New thin sections were examined by cathodoluminescence microscopy, probe microanalysis, and transmission/analytical electron microscopy. The obtained results confirmed the presence of microdiamonds and indicative signs of ultrahigh pressures (K in clinopyroxene) for seven of the eight previously recognized interlayers of the sample. Only one interlayer (3) containing paragenesis forsterite + Ti-clinohumite + dolomite + luminescent garnet (Mg # = 86 to 95) + clinopyroxene free of potassium and perovskite impurities lacks diamonds. Symplectitic rims replacing garnet in this interlayer are formed by spinel growing into augite clinopyroxene with a scarce impurity of sapphirine and corundum and lack hydrous minerals. Garnets (Mg# = 81 to 82) of the diamond-containing interlayers (1 and 2a) and (4—8) having Mg# = 38—53 do not exhibit luminescence. They are present, together with K-clinopyroxenes, in the Mg-calcite matrix. A distinctive feature of the symplectitic rims is abundant segregations of corundum, often needle-like, and sapphirine in the augite clinopyroxene matrix with a minor spinel impurity. The symplectitic rims contain high-Mg phlogopite and K-amphibole; the latter was found in the metamorphic rocks for the first time. The different roles of hydrous minerals at the early stages of retrograde metamorphism for different interlayers reflect different fluid mobilities even within a sample.

Diamond, garnet, pyroxene, K-amphibole, sapphirine, corundum, ultrahigh-pressure metamorphism, cathodoluminescence, Kokchetav massif

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних 50 лет катодолюминесцентная (КЛ) микроскопия зарекомендовала себя в качестве стандартного метода в науках о Земле. Если ранние исследования охватывали только осадочные породы, то на протяжении последних двух десятилетий этот метод также применялся для изучения различных метаморфических и магматических пород [Schertl et al., 2004; Götze et al., 2013]. КЛ-микроскопия незаменима для идентификации различных зон цирконов, что необходимо для их датирования с помощью ионного зонда методом SHRIMP [Gebauer et al., 1997].

В настоящей работе представлены результаты исследований метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) с применением КЛ-микроскопа с «горячим катодом». Важно отметить, что представленные ниже данные получены с использованием нормальных полированных прозрачных шлифов. Это делает КЛ-микроскопию важным петрологическим инструментом в дополнение к другим методам исследования, в частности, таким, как рентгеновский микроанализ с электронным зондом и изотопный анализ кислорода. Особенно результативным является использование КЛ-микроскопии для изучения слоистых известково-силикатных пород Кокчетавского массива [Schertl et al., 2004; Sobolev et al., 2011]. Различные карбонаты характеризуются разными цветами люминесценции (кальцит — желтый, арагонит — зеленый, Mg-кальцит — оранжевый, доломит — красный). Таким образом, различные литологии, такие как прослой, обогащенные либо доломитом, либо Mg-кальцитом (какими бы тонкими они не были), могут быть легко определены методом КЛ-микроскопии. Дополнительные петрографические наблюдения позволили выделить структуры распада доломита в Mg-кальците, концентрическую зональность доломита и Mg-кальцита, а также редкие выделения кальцита (желтая люминесценция) в талькосодержащих псевдоморфозах по форстериту. Алмаз может быть легко идентифицирован по зеленовато-голубым цветам люминесценции, причем даже зональность алмаза становится легко видимой [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, n]. Очень интересные результаты получены при изучении граната. Несмотря на то, что известково-силикатные породы в общем содержат нелюминесцирующие гранаты, тщательные исследования с помощью КЛ-микроскопа позволили установить, что около 10 % этих гранатов характеризуются проявлением сложных ростовых структур. В типичных случаях желто-коричневые люминесцирующие гранаты ранней генерации могут содержать жилообразные выделения граната второй генерации, не проявляющего люминесценции [Schertl, Sobolev, 2013, см. fig. 8].

Гранат и клинопироксен — главные породообразующие минералы известково-силикатных пород, включая мрамор и гранат-пироксены. Они образуют включения в цирконах, клинопироксен является частью матрикса, а также представлен как продукт распада, в частности, образовавшийся за счет граната и оливина. Включения пироксена в цирконе представляют особую ценность, так как матрикс породы далеко не всегда содержит пироксен, который может быть изменен в процессе длительной истории метаморфизма. Однако внутри циркона пироксен полностью защищен от изменения.

В настоящей статье особое внимание обращено на различные типы пироксена, граната, карбонатов и алмаза из известково-силикатных пород, которые иногда именуется в литературе доломитовыми мраморами и гранат-пироксеновыми породами с различным содержанием карбонатов. Специально подчеркнута [Schertl, Sobolev, 2013; Shirey et al., 2013], что эти породы характеризуются исключительным разнообразием в соотношении содержания карбонатных и силикатных минералов — иногда даже в одном образце может быть обнаружено переслаивание разных типов пород (рис. 1). В известково-силикатных породах диопсидовый клинопироксен образует включения в гранате и цирконе, составляет значительную часть основной массы, и что особенно важно для расшифровки эволюции наиболее ранней ретроградной истории, он является частью продуктов распада, включая гранат и форстерит. Особенностью обогащенных клинопироксеном силикатных кайм вокруг наиболее магнезиальных гранатов является их сложный состав. Сами клинопироксены характеризуются исключительно разнообразным составом, симплектиты дополнительно содержат шпинель, реже также сапфирин и корунд [Соболев и др., 2001]. В ключевой статье об алмазсодержащих породах Кокчетавского массива [Sobolev, Shatsky, 1990] отмечены необычные особенности химического состава некоторых клинопироксенов, содержащих существенную примесь K_2O , подобно калийсодержащим клинопироксенам из включений в кимберлитовых алмазах и в ксенолитах алмазсодержащих эклогитов [Соболев и др., 1972, 1991]. Это наблюдение имеет большое значение, так как демонстрирует, что при очень высоких давлениях «крупный» катион калия может занимать часть позиции M1 в структуре клинопироксена [Harlow, 1997].

Метод катодолюминесцентной микроскопии исключительно важен для выявления различных наиболее мелкомасштабных ростовых зон, неоднородностей, текстур срастания и т.д. [Götze et al., 2013]. Применяя этот метод, можно изучать такие текстуры в «нормальных» полированных шлифах, покрытых пленкой углерода, которые в дальнейшем в качестве следующего шага могут быть использованы для аналитических исследований с помощью рентгеновского микроанализатора с электронным зондом (EMP). Особо следует отметить, что сам шлиф может быть проанализирован с помощью КЛ-микроскопии всего за несколько минут. Наиболее совершенным кандидатом для таких исследований являются

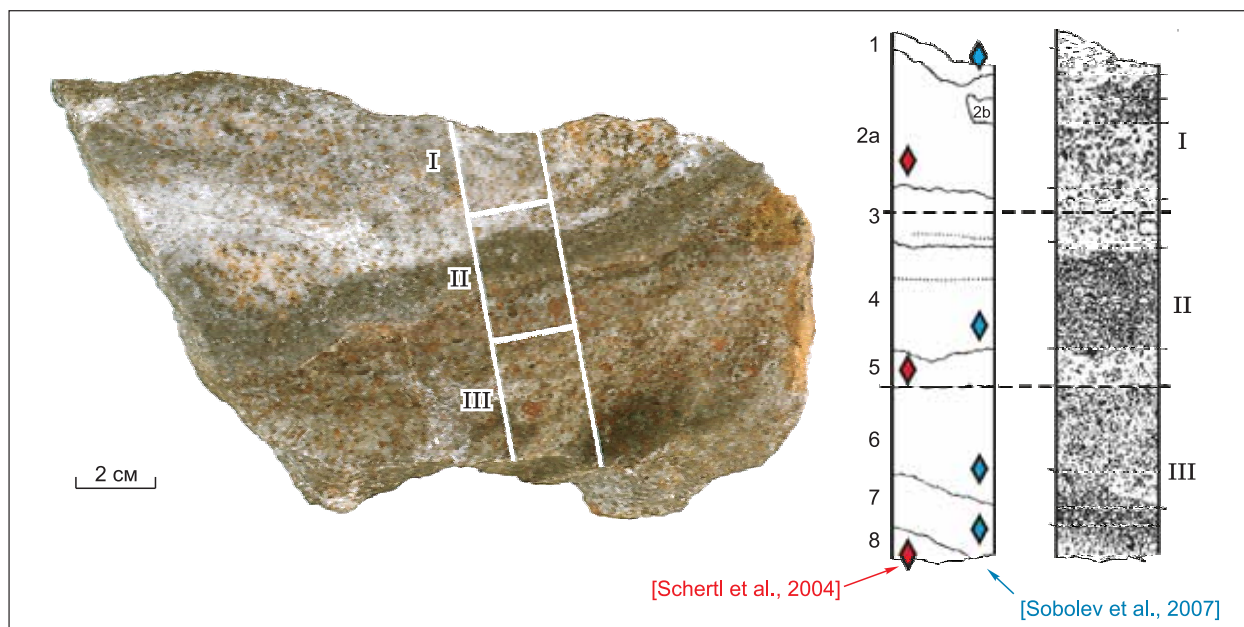


Рис. 1. Пришлифованный разрез образца алмазосодержащей слоистой известково-силикатной породы (обр. К-98-11а) из Кокчетавского массива.

I—III — различные прозрачные шлифы, 1—8 — различные прослои, их минеральные ассоциации и особенности состава представлены в табл. 1. Красные и синие ромбы относятся к алмазосодержащим прослоям (объяснение см. в тексте).

известково-силикатные породы Кокчетавского массива, так как практически все породообразующие минералы (Mg-кальцит, доломит, клинопироксен, гранат, калишпат) являются люминесцирующими. В особенности КЛ-метод дает исключительно многообещающие результаты в применении к гранатам и клинопироксенам, содержащим приблизительно менее 2—3 мас. % FeO (слишком высокое содержание железа подавляет люминесценцию). В отношении различных карбонатов (кальцит, Mg-кальцит, доломит, магнезит, арагонит) возможность их диагностики и выявления относительного содержания в породе определяется за несколько секунд, аналогично преимущественному содержанию в основной массе Mg-кальцита либо доломита. Таким же способом легко определить присутствие небольших содержаний или реликтов магнезита, или арагонита.

Целью настоящей статьи является представление результатов комплексного исследования известково-силикатных пород, содержащих гранат и клинопироксен, методами КЛ-микроскопии, микрозондирования и просвечивающей электронной микроскопии (ТЕМ). Именно в этих породах вариации химического состава граната и в особенности клинопироксена, отражают различные этапы формирования пород на стадии прогрессивного метаморфизма, пика метаморфизма и регрессивного *P-T*-тренда.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Катодолуминесцентные исследования выполнены с помощью HC6-LM микроскопа (энергия пучка 14 кэВ, плотность тока пучка ~ 9 мкА/мм² на поверхности образца), сконструированного в Рурском университете, Бохум. Примененное устройство позволяет одновременно изучать полированные шлифы в проходящем свете, скрещенных николях и электронном пучке [Schertl et al., 2004; Götze et al., 2013].

Электронно-зондовый микроанализ проводили в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН с помощью микроанализатора Jeol 8100 с использованием эталонов MgO, Al₂O₃, SiO₂, Fe₂O₃, NiO, рутила, чистого диоксида, Mn-граната, альбита и калишпата, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на образце 30 нА [Королюк и др., 2008].

Наличие структур распада и наноразмерных включений фиксировали под электронным микроскопом при большом увеличении. Фазовый состав наноразмерных включений изучен методом просвечивающей электронной микроскопии на приборе Philips CM200 (LaB₆) при ускоряющем напряжении 200 кВ [Wirth, 2004]. Визуальную диагностику фаз осуществляли с помощью светопольных и темнопольных изображений (BF и DF). Особенности состава отдельных фаз выявлены методом аналитической электронной микроскопии (АЕМ) на энергодисперсионном спектрометре (EDX) с ультратонким

окном 3.8 нм, углом наклона образца 20° и временем экспозиции 200 с. Образцы для ТЕМ были препарированы методом ионного утонения в виде пленок толщиной 100—200 Å.

ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ

Образец, детально исследованный в настоящей статье, отобран из отвалов пород, извлеченных при проходке подземной штольни в районе оз. Кумдыколь. По данным бурения, а также характеристики профиля одного из участков штольни с прослоями пелитовых гнейсов и сланцев, гранат-пироксен-кварцевых пород и эклогитов [Schertl, Sobolev, 2013, см. fig. 3, 4], в более мелком масштабе эти породы присутствуют в прослоях мощностью от первых миллиметров до метров, характеризующихся разным минеральным составом. Эти прослои могут содержать переменное количество карбонатов (преимущественно Mg-кальцита и доломита) и силикатов (в основном клинопироксена и граната). Таким образом, даже в масштабах индивидуальных образцов обнаружены образцы с отчетливо видимыми чередующимися прослоями с доминирующим Mg-кальцитом либо с доминирующими гранатом и клинопироксеном и доминирующим доломитом. Такое переслаивание показано на рис. 1 [Schertl et al., 2004], демонстрирующее как первичные минеральные парагенезисы, так и их особенности. В общем матрикс некоторых прослоев выполнен доломитом, тогда как другие в основном состоят из Mg-кальцита. При первом исследовании одного из ключевых образцов [Schertl et al., 2004] микроалмазы были установлены в трех из восьми прослоев, в дальнейшем после изготовления двух дополнительных комплектов шлифов перпендикулярно к плоскости образца, показанного на рис. 1, было идентифицировано дополнительно еще четыре алмазодержащих прослоя [Sobolev et al., 2007]. Лишь только в одном прослое 3 (см. рис. 1), содержащем форстерит, перовскит и Ti-клиногумит, микроалмазы не были обнаружены. Этот слоистый образец может рассматриваться в качестве «микрообнажения» различных известково-силикатных пород: он содержит как прослои, обогащенные различными карбонатами, так и прослой практически двуминеральных гранат-пироксеновых пород, которые ранее описывались в литературе как самостоятельный тип пород сверхвысоких давлений [Shatsky, Sobolev, 2003].

ПЕТРОГРАФИЯ, КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ МИКРОСКОПИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНА И ГРАНАТА

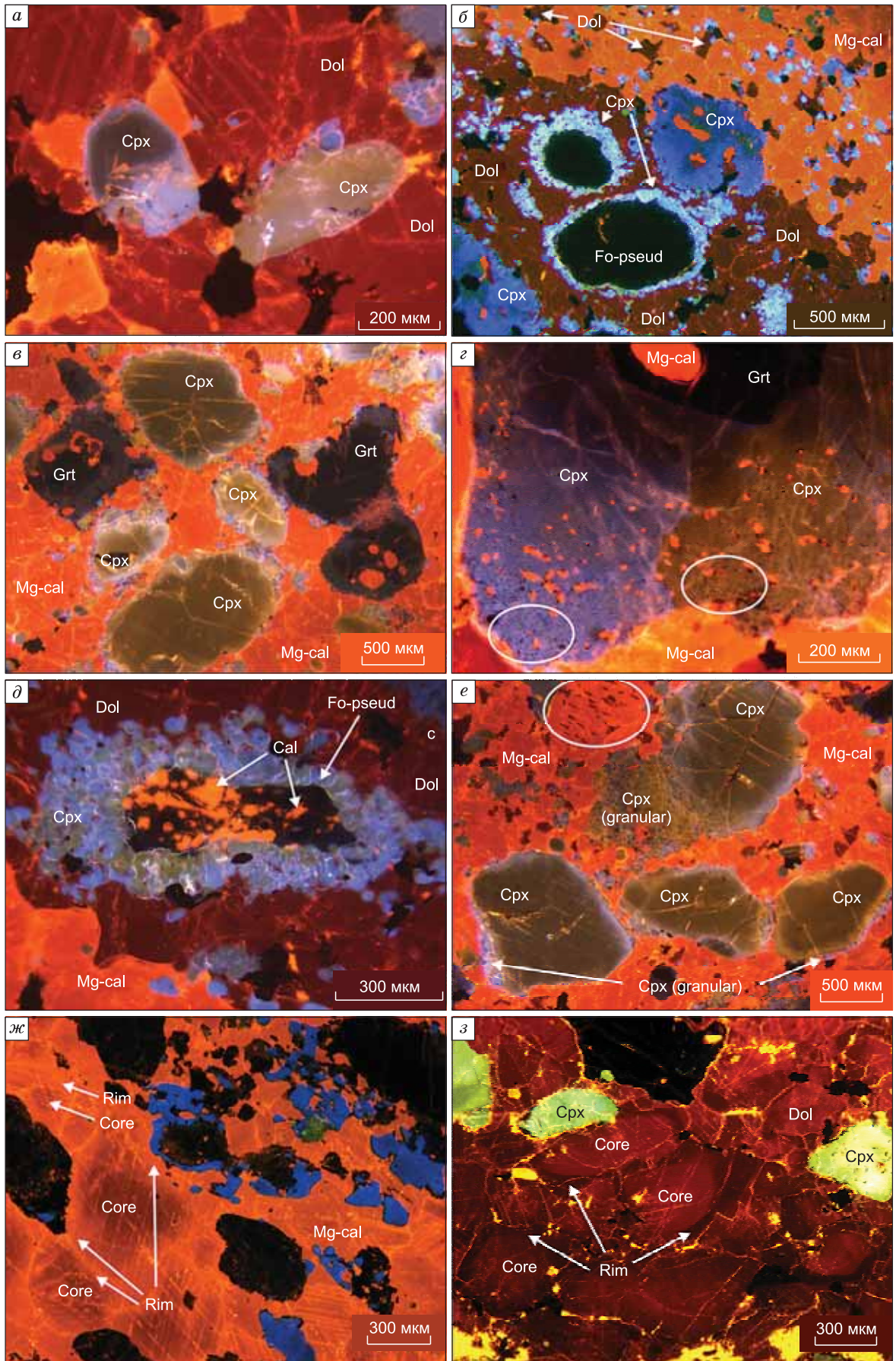
Прогрессивный этап и пик метаморфизма

Клинопироксен является основным минералом матрикса в отдельных прослоях (рис. 2, *a*, 3) и также распространен в виде включений в гранате (рис. 4) и цирконе [Claoue-Long et al., 1991; Katayama, Maquyama, 2009]. Он рос одновременно с алмазом (либо, возможно, позднее), что задокументировано наличием включений микроалмазов в клинопироксене, так же как и двуминерального клинопироксен-алмазного сростка, включенного в цирконе [Соболев и др., 1994].

Как показано в табл. 1, различные прослои известково-силикатного состава характеризуются в общем преобладанием в матриксе доломита (рис. 5) либо Mg-кальцита (см. рис. 1). Подобное переслаивание, вернее граница между прослоями 2а и 3, охарактеризованными в табл. 1, показано на рис. 2, *б*, в то же время Mg-кальцитовый матрикс демонстрирует оранжевый цвет люминесценции (справа сверху), доломитовый матрикс (слева внизу) — темно-красный. Следует отметить, что матрикс Mg-кальцита содержит реликты доломита. Главной особенностью состава клинопироксена в доломитовом матриксе, дополнительно содержащем Ti-клиногумит и форстерит при полном отсутствии микроалмазов, является

Рис. 2. КЛ-микрофотографии избранных минералов из обр. К-98-11а.

Символы минералов здесь и на других рисунках приведены по [Whitney, Evans, 2010]. *a* — первичные клинопироксены с зеленой и зональной голубой люминесценцией в известково-силикатном матриксе; *б* — граница между слоями 2а и 3 (см. рис. 1), демонстрирующая присутствие Mg-кальцита (оранжевая люминесценция) с резким контрастом с доломитом (темно-красная люминесценция); мелкие реликты доломита присутствуют в матриксе Mg-кальцита, нелюминесцирующие овальные зерна представлены тальксодержащими псевдоморфозами по форстериту и обычно окаймлены кристаллами пироксена, характеризующимися сине-зелеными цветами люминесценции, зерно с сине-голубой люминесценцией на контакте доломитового и Mg-кальцитового матрикса также является клинопироксеном [Schertl et al., 2004]; *в* — первичный клинопироксен в матриксе Mg-кальцита (прослой 2а) с тонкозернистыми каймами; *г* — вторичный симплектит вокруг граната, обогащенный клинопироксеном с голубыми и зелеными цветами люминесценции (прослой 2а); в овалах показана тонкозернистая нелюминесцирующая шпинель; *д* — тальк-кальцитсодержащая псевдоморфоза по форстериту с реакционной каймой клинопироксена, окрашенной в сине-зеленый цвет, видны три различных карбоната: Mg-кальцит, имеющий оранжевую окраску (верх), темно-красный доломит (вокруг псевдоморфозы по форстериту) и желто-оранжевый кальцит (часть псевдоморфозы); *е* — первичный клинопироксен в Mg-кальцитовом матриксе (прослой 2а) с мелкими зернистыми каймами и выделениями доломита в Mg-кальците; *жс* — концентрическая зональность Mg-кальцита с темно-оранжевыми центральными зонами и светло-оранжевыми каймами; *з* — концентрическая зональность доломита со светло-красными центральными зонами и темно-красными каймами.



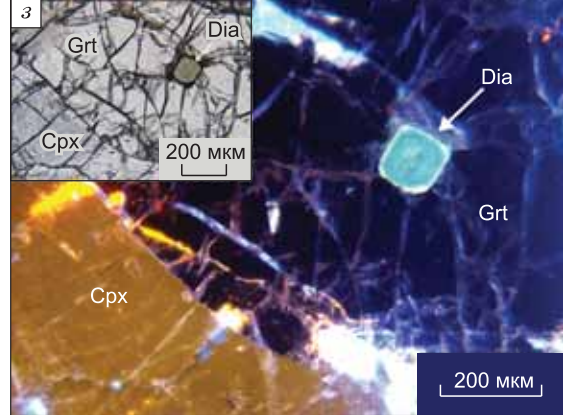
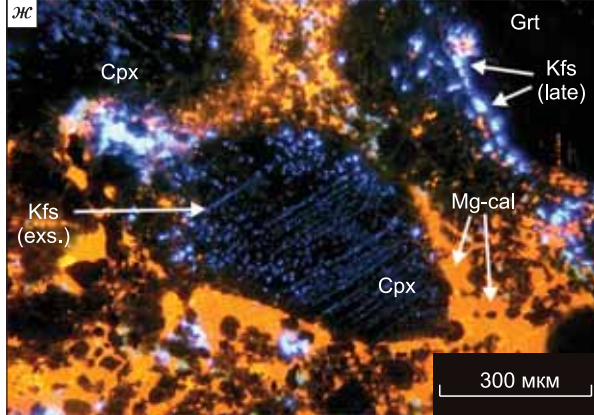
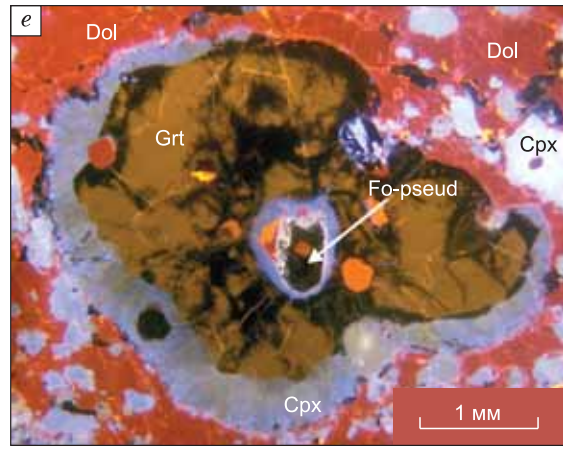
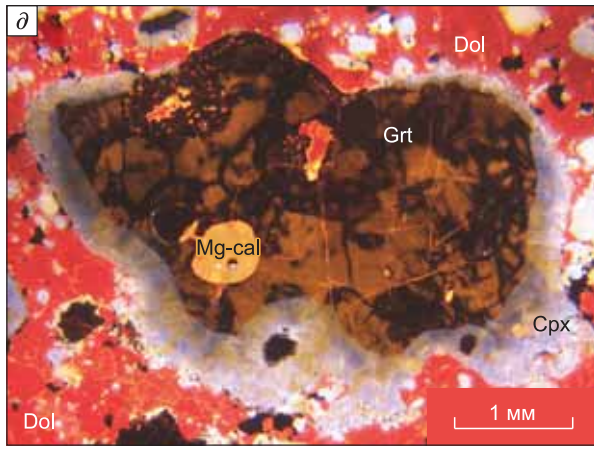
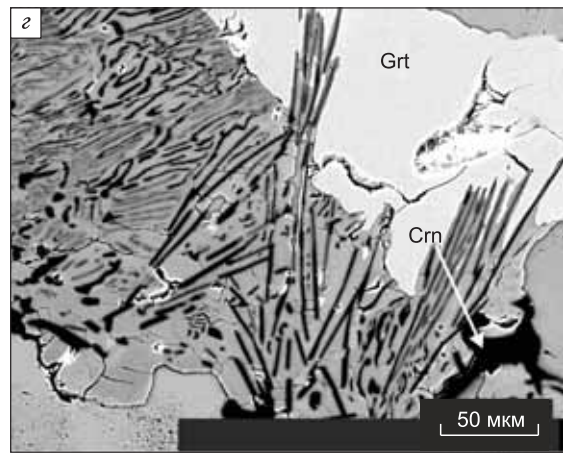
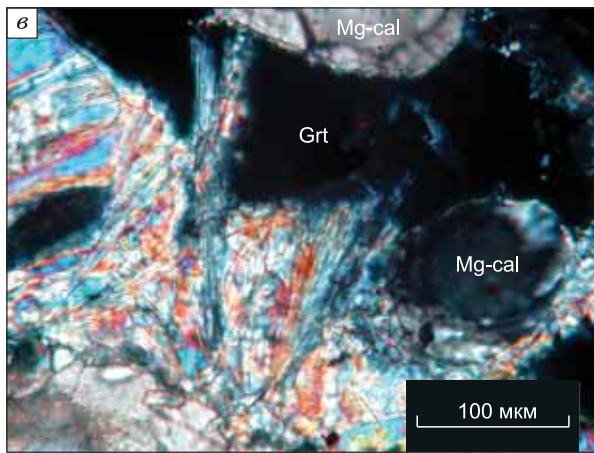
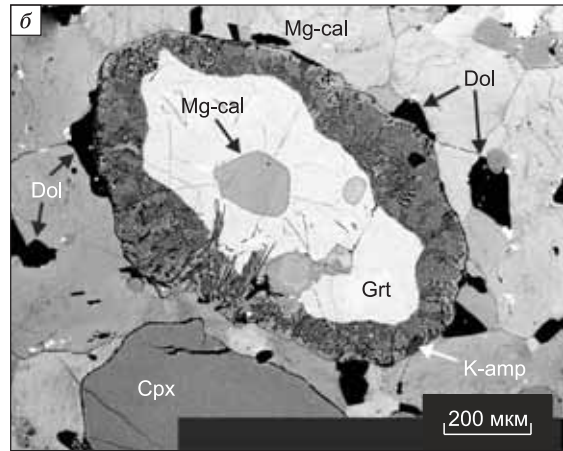
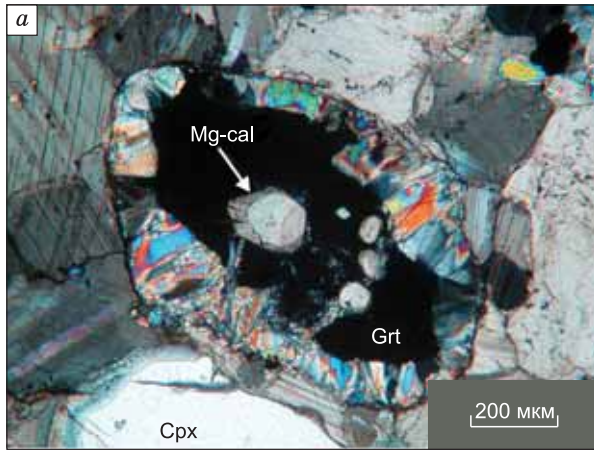


Рис. 3. Микрофотографии избранных минералов из обр. К-98-11а (а—ж) и обр. 25018 (з) Кокчетавского массива.

а, в — скрещенные николи; г — изображение в обратнорассеянных электронах; д—ж — КЛ-изображения; з — КЛ-изображение со вставкой микрофотографии (в проходящем свете); а—г — гранат, окруженный Сrx-Spr-Сrn симплектитом; д, е — ксеноморфные гранаты из прослоя 3 (см. рис. 1) с включениями кальцита (желтое, д) и псевдоморфозы по форстериту (е), демонстрирующие сложные ростовые текстуры и Сrx-Spl реакционные каймы, светлые люминесцирующие участки граната представляют собой реликты граната ранней генерации с минимальной примесью железа, темно-красный матрикс представлен доломитом; ж — вторичный калишпат интенсивно-синего цвета во внешней кайме граната (справа вверху) и сетка выделений калишпата внутри клинопироксена, не проявляющего люминесценции; з — зональное включение алмаза в гранате из гранат-пироксеновой породы.

ся практическое отсутствие примеси K_2O (между 0 и 0.02 мас. %). Зональность пироксенов выражена слабо (центр — 0.9, кайма — 1.2 мас. % FeO). Никаких структур распада с участием калийсодержащих минералов (К-полевой шпат, доломит, кокчетавит) не отмечено. Н.В. Соболев с соавторами [Sobolev et al., 2007] показали, что включения клинопироксена в гранате характеризуются более низким содержанием FeO (центр — 0.46 мас. %, кайма — 0.28 мас. %) по сравнению с клинопироксенами матрикса. На рис. 2, а показаны два зерна клинопироксена, включая незональное с зеленым цветом люминесценции (справа) и зональное с темно-зеленым центром и голубой каймой (слева).

Клинопироксен из прослоя 4 (см. рис. 1) с преобладанием Mg-кальцита в матриксе характеризуется разнообразием состава (табл. 2). Он содержит относительно больше железа и калия по сравнению с клинопироксеном прослоя 3. Он зонален (см. рис. 2, в), обычно центральные области содержат до 5 мас. % FeO [Sobolev et al., 2011], тогда как каймы — только до 4.4 мас. % FeO. Другой пример — 3.2 мас. % (центр) и 2.7 мас. % FeO (кайма) [Sobolev et al., 2007]. Центральные части клинопироксенов содержат больше K_2O (0.44 мас. %) [Sobolev et al., 2007] по сравнению с каймами (0.02 мас. %), другие же примеры показывают одинаково низкие содержания в центре и кайме. В очень редких случаях кайма содержит больше K_2O , чем центр (кайма — 0.54 мас. %, центр — 0.05 мас. % [Shatsky, Sobolev, 2003]). Обычно такие клинопироксены содержат большое количество ориентированных выделений калишпата (см. рис. 3, ж). Такие выделения закономерно распределены во внутренних зонах клинопироксена и отсутствуют в каймах.

Гранат известково-силикатных пород, как показано в серии публикаций [Соболев и др., 2001; Sobolev et al., 2007, 2011; Schertl, Sobolev, 2013] характеризуется исключительно широким разнообразием состава, прежде всего в отношении широкого диапазона Mg#[100MgO(Mg+Fe+Mn)] от 38 до 95 наряду с устойчивым повышенным содержанием примеси Са-компонента (гроссуляра), от 40 до 80 мол. %. В табл. 1 показано, что для гранатов из прослоя 3, не содержащего алмазов в образце сложного состава — «микроснабжении» известково-силикатных пород, только в 10 % изученных гранатов наблюдается люминесценция, диагностируемая с помощью КЛ-микроскопии (см. рис. 3, д, е; рис. 5, б). Характер-

Таблица 1. Минеральные парагенезисы и особенности состава слоистого обр. К-98-11а известково-силикатной породы

Номер прослоя	Минеральные парагенезисы	Особенности состава
1 (светлый)	Mg-Cal, Grt (Mg# = 81—83), Сrx, Phl, Dol, Dia	Dol-матрикс (темно-красный цвет КЛ), Сrx, в основном голубой цвет КЛ
2а (светлый)	Mg-Cal, Grt (Mg# = 81—83), Сrx, Dol, Spl, Dia	Mg-Cal-матрикс (оранжевый цвет КЛ), нижняя часть — мелко- и крупнозернистый Сrx, Сrx-Srn-Spr-симплектит с К-amp и флогопитом
2б (светлый)	Dol, Mg-Cal, Grt (Mg# = 81—83), Сrx, Phl	Dol-матрикс (темно-красный цвет КЛ), в основном зеленый цвет КЛ Сrx с голубыми каймами
3 (светлый)	Dol, Grt (Mg# = 86—95), Сrx, Ti-Chu, Py, Ol (Fo ₉₆₋₉₈), Prv	Dol-матрикс (темно-красный цвет КЛ), верхняя часть обогащена Ti-Chu, Py, Fo; Сrx-Spl-симплектит с редким Сrn, And, Spr
4 (темный)	Сrx, Grt, Mg-Cal, Ap, Kfs, Rt, Dia	Mg-Cal (оранжевый цвет КЛ) + Сrx-матрикс, верхняя часть крупнозернистая и обогащена Dol
5 (серый)	Сrx, Grt, Mg-Cal, Dia	Mg-Cal-матрикс (оранжевый цвет КЛ), обогащенный включениями Dia
6 (серый)	Mg-Cal, Сrx, Grt, Phl, Kfs, Ttn, Rt, Dia	Mg-Cal-матрикс (оранжевый цвет КЛ), обогащенный Phl-Bi/Kfs симплектитов
7 (темный)	Mg-Cal, Сrx, Grt, Kfs, Ap, Ttn, Rt, Dia	Mg-Cal-матрикс (оранжевый цвет КЛ) + Сrx
8 (светлый)	Mg-Cal, Grt, Сrx, Kfs, Py, Dia	Крупнозернистый Mg-Cal-матрикс (оранжевый цвет КЛ)

Примечание. Символы минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010]. Номера прослоев см. рис. 1. Для прослоев 4—8 в гранатах Mg# = 38—53.

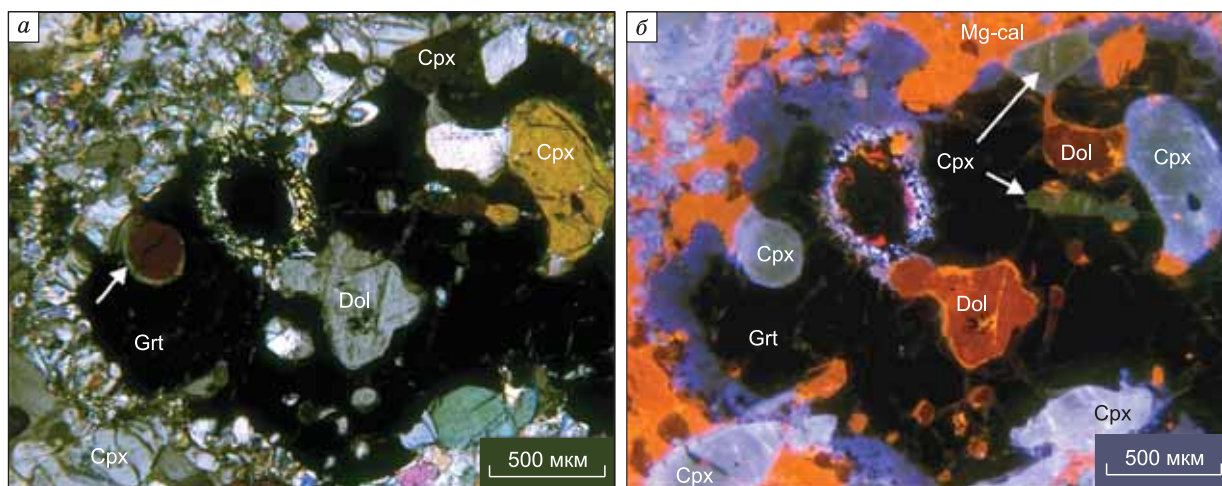


Рис. 4. Микрофотография граната в матрице Mg-кальцита из прослая 2а (см. рис. 1) с включениями клинопироксена и доломита.

a — скрещенные николи: стрелка указывает на зональное включение клинопироксена; *б* — нелюминесцирующее зерно граната с включениями люминесцирующих карбонатов и клинопироксенов. Изображение в КЛ-микроскопе.

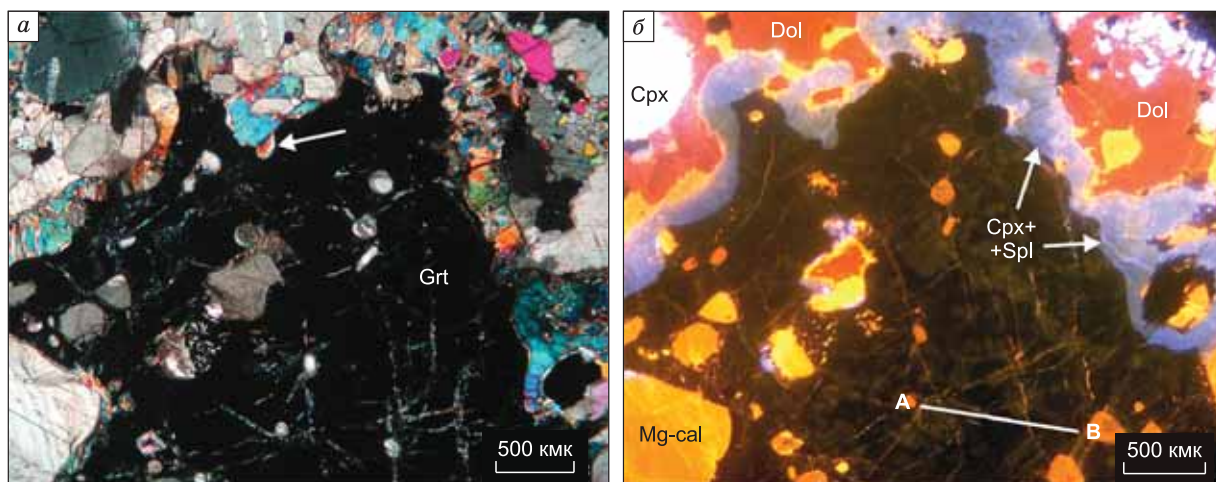


Рис. 5. Микрофотография граната в доломитовом матрице прослая 3 (см. рис. 1), окаймленного зеленовато-голубым симплектитом (Cpx + Spl).

a — в скрещенных николях, стрелка указывает положение зерна клинопироксена (см. табл. 3, ан. 18); *б* — КЛ-изображение, профиль А—В через люминесцирующую и нелюминесцирующую зоны граната (см. табл. 2).

но, что профиль А—В (см. рис. 5, *б*), пройденный как через люминесцирующую так и нелюминесцирующую область зерна граната, показал, что область с содержанием 2.48—2.65 мас. % FeO является границей появления признаков люминесценции.

Регрессивные стадии

В слоистых известково-силикатных породах зафиксировано большое разнообразие вторичных клинопироксенов. Наряду с очень низкими содержаниями примесей железа и калия количество Al_2O_3 колеблется в разных пироксенах от 1.5 до 17.1 мас. % (табл. 3). В общей сложности различные пироксены, содержащие вторичные продукты распада граната, характеризуют сухие условия ранних стадий эксгумации в обстановке гранулитовой фации [Соболев и др., 2001]. Различные пироксены, образовавшиеся в процессе эксгумации известково-силикатных пород, присутствуют в качестве: 1) внешних кайм псевдоморфоз по форстериту, 2) мелкозернистых кайм вокруг более ранних пироксенов, образовавшихся в ранние стадии прогрессивного метаморфизма и пика метаморфизма, 3) части псевдоморфоз по гранату, характеризующейся червеобразной клинопироксен-шпинелевой текстурой. Внутри светлых и

Таблица 2. Химический состав представительных образцов гранатов и первичных клинопироксенов из обр. К-98-11а

Компонент	Гранат											Клинопироксен						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	H4-1/11	H4-1/37	H4-1/1	H4G1	H4G2	H5-3	H4-2ц	H4-2к	H4-3	H5-1	H5-2	H5-7	H5-8	H6-1	H6-1/3	H5-11	H6/19	H6-2/5
SiO ₂ , мас. %	41.3	41.3	41.5	40.6	41.0	40.9	54.9	54.9	54.6	54.9	54.5	54.1	55.2	54.1	54.4	54.9	54.5	53.3
TiO ₂	0.73	0.47	0.74	0.59	0.69	0.62	0.06	0.10	0.06	0.06	0.10	0.03	0.06	0.03	0.03	0.06	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	21.6	22.0	22.2	22.0	21.9	22.2	0.95	1.28	1.54	0.77	1.36	0.64	0.70	1.85	2.10	0.99	2.32	0.18
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO _{общ.}	1.78	1.92	2.54	4.19	3.83	3.84	0.54	0.40	0.33	0.68	0.40	0.99	0.69	4.45	3.32	0.66	3.80	7.46
MnO	0.76	0.81	0.62	0.40	0.40	0.54	0.07	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.04	0.07	0.24
MgO	10.1	10.3	12.7	10.2	9.96	10.5	17.6	17.3	17.3	17.6	17.7	17.6	17.4	14.2	14.7	17.7	14.4	13.6
CaO	23.1	22.7	19.2	21.5	21.8	21.0	25.4	25.5	25.3	25.1	25.5	25.0	25.2	23.5	23.5	25.1	22.8	24.6
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0.00	0.12	0.13	0.14	0.06	0.07	0.05	0.07	0.82	0.54	0.05	0.71	0.03
K ₂ O	—	—	—	—	—	0.00	0.17	0.03	0.02	0.31	0.05	0.40	0.28	0.17	0.56	0.35	0.72	0.15
Сумма	99.38	95.55	99.52	99.52	99.61	99.61	99.82	99.7	99.33	99.53	99.74	98.87	99.65	99.2	99.22	99.85	99.36	99.58
Si, ф.ед.	3.025	3.018	3.008	2.987	3.009	2.996	1.987	1.986	1.981	1.993	1.973	1.984	2.001	1.997	1.998	1.987	2.001	1.997
Ti	0.040	0.026	0.040	0.033	0.038	0.034	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000
Al	1.865	1.895	1.897	1.907	1.894	1.917	0.041	0.055	0.066	0.033	0.058	0.028	0.030	0.08	0.091	0.042	0.100	0.008
Cr	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe _{общ.}	0.109	0.117	0.154	0.258	0.235	0.235	0.016	0.012	0.010	0.021	0.012	0.030	0.021	0.137	0.102	0.020	0.117	0.234
Mn	0.047	0.050	0.038	0.025	0.025	0.034	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.008
Mg	1.102	1.121	1.372	1.118	1.089	1.146	0.949	0.933	0.935	0.952	0.955	0.962	0.940	0.781	0.804	0.955	0.788	0.759
Ca	1.813	1.777	1.491	1.695	1.714	1.648	0.985	0.988	0.983	0.976	0.989	0.982	0.979	0.929	0.925	0.973	0.897	0.987
Na	—	—	—	—	—	0.000	0.008	0.009	0.010	0.004	0.005	0.004	0.005	0.059	0.038	0.004	0.051	0.002
K	—	—	—	—	—	0.000	0.008	0.001	0.001	0.014	0.002	0.019	0.013	0.008	0.026	0.016	0.034	0.007
Сумма	8.002	8.007	8.002	8.025	8.005	8.011	3.998	3.989	3.989	3.997	3.998	4.012	3.991	3.995	3.988	4.000	3.990	4.003
Mg#	91.00	90.53	89.91	81.27	82.25	82.97	98.31	98.72	98.94	97.88	98.75	96.94	97.82	85.04	88.75	97.95	87.10	76.46

Примечание. Прочерк — не определяется. Символы H4, H5 и H6 относятся к гранатам из прослоя 3 (ан. 1—3) и 2а (ан. 4—6) соответственно, а также к клинопироксенам из прослоев 2а (ан. 712, 16) и 4 (ан. 14, 15, 17, 18) соответственно (см. табл. 1).

Таблица 3. Химический состав вторичных клинопироксенов, К-амфиболов, флогопита, биотита, шиннели, корунда и цоизита

Компонент	Клинопироксен										К-амфибол						Флогопит			Биотит	Шпинель	Корунд	Цоизит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18					
	H5w1	H4s4	H5G1	H4g4w	H4G1	H4s8	2110/44	H5G6	H4G2	H4G1	H4G3	H4G4	H4G3	H4G2	H6G1	H5G2	H5G4	H4G3					
SiO ₂ , мас. %	51.9	50.6	50.3	47.0	44.4	43.5	53.4	41.0	40.3	40.1	41.1	39.9	40.8	38.3	37.7	0.09	0.06	39.5					
TiO ₂	0.90	0.55	0.51	1.37	1.61	0.51	0.21	0.47	0.70	0.69	0.49	0.61	0.58	0.64	1.21	0.03	0.00	0.08					
Al ₂ O ₃	4.08	6.54	7.34	11.8	15.6	17.1	1.55	18.7	19.5	19.4	19.2	20.1	17.7	17.9	15.1	70.6	98.0	32.7					
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.07	0.03	0.00					
FeO _{общ}	0.66	0.39	0.47	1.10	0.58	0.61	0.52	1.66	1.70	1.53	1.35	1.82	1.11	0.10	12.3	3.82	0.06	0.42					
MnO	0.11	0.07	0.06	0.46	0.00	0.09	0.14	0.06	0.00	0.19	0.00	0.28	0.02	0.26	0.09	0.18	0.02	0.85					
MgO	16.4	15.7	14.9	12.5	11.7	17.2	17.9	16.5	16.1	16.4	16.2	15.5	24.9	24.2	18.6	25.4	0.03	0.11					
CaO	25.6	25.5	25.3	25.2	25.2	20.9	25.6	13.3	13.0	13.2	12.8	12.9	0.00	0.11	0.16	0.19	—	24.5					
Na ₂ O	0.04	0.14	0.07	0.06	0.08	0.07	0.04	0.65	0.41	0.48	0.48	0.42	0.18	0.14	0.07	—	—	—					
K ₂ O	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	3.87	4.03	4.09	4.22	4.51	10.8	10.9	9.45	—	—	—					
Сумма	99.72	99.54	98.96	99.51	99.22	99.99	99.44	96.27	95.74	96.08	95.84	96.04	96.11	92.55	94.70	100.38	98.2	98.16					
Si, ф.ед.	1.888	1.842	1.838	1.720	1.626	1.566	1.946	5.923	5.850	5.814	5.944	5.800	2.824	2.757	2.797	0.002	0.001	3.003					
Ti	0.025	0.015	0.014	0.038	0.044	0.014	0.006	0.051	0.076	0.075	0.053	0.067	0.030	0.035	0.067	0.001	0.000	0.005					
Al	0.175	0.280	0.316	0.509	0.673	0.725	0.067	3.184	3.336	3.315	3.273	3.443	1.444	1.519	1.320	1.999	1.997	2.930					
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000					
Fe _{общ}	0.020	0.012	0.014	0.034	0.018	0.018	0.016	0.201	0.206	0.185	0.163	0.221	0.064	0.006	0.763	0.077	0.001	0.027					
Mn	0.003	0.002	0.002	0.014	0.000	0.003	0.004	0.007	0.000	0.023	0.000	0.034	0.001	0.016	0.006	0.004	0.000	0.055					
Mg	0.889	0.851	0.811	0.682	0.638	0.923	0.972	3.552	3.483	3.543	3.491	3.357	2.568	2.596	2.056	0.909	0.001	0.012					
Ca	0.998	0.994	0.991	0.988	0.989	0.806	1.001	2.058	2.022	2.050	1.983	2.009	0.000	0.008	0.013	0.005	0.000	1.996					
Na	0.003	0.010	0.005	0.004	0.006	0.005	0.003	0.182	0.115	0.135	0.135	0.118	0.024	0.020	0.010	0.000	0.000	0.000					
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.713	0.746	0.756	0.779	0.836	0.954	0.994	0.894	0.000	0.000	0.000					
Сумма	4.001	4.009	3.992	3.990	3.996	4.060	4.016	15.877	15.835	15.897	15.821	15.887	7.911	7.958	7.927	2.997	2.000	8.027					
Mg#	97.79	98.63	98.26	95.29	97.29	98.05	98.40	94.66	94.41	95.03	95.53	93.82	97.56	99.77	72.93	7.78	—	68.18					

Примечание. Символы H4 и H5 относятся к минералам из прослоя 2а, а H6 — из прослоя 4 (см. табл. 1).

темных прослоев регрессивный К-полевой шпат может быть выявлен по ярко-голубому цвету люминесценции. Он приурочен как к внешним каймам граната, так и в более типичном случае образуя ориентированную сетку в клинопироксене (см. рис. 3, ж).

Псевдоморфозы по форстериту. В доломитсодержащих известково-силикатных породах и прослоях в образцах сложного состава, дополнительно содержащих Ti-клиногумит и форстерит и лишенных алмазов (см. рис. 1, табл. 1), клинопироксен образует каймы вокруг псевдоморфоз по форстериту. Центральные части псевдоморфоз сложены ассоциацией серпентин + тальк + кальцит с характерной каймой клинопироксена (см. рис. 2, б). Изредка отмечен также чистый кальцит (желтая люминесценция [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, j, k]). Эти пироксены обычно содержат низкие примеси Al и Fe по сравнению с другими пироксенами регрессивной стадии (см. табл. 3). Рис. 2, ж также демонстрирует преимущество в диагностике карбонатов с использованием КЛ-микроскопа: при темно-красном цвете люминесценции доломита Mg-кальцит четко отличается оранжевой окраской, а чистый кальцит — желтой. Реликты свежего форстерита в прослое 3 [Sobolev et al., 2007] демонстрируют однородность состава $Mg_{1.92-1.96}Fe_{0.08-0.04}[SiO_4]$ ($Fe_{0.08-0.04}$). Следует подчеркнуть, что форстерит не содержит примеси NiO при повышенном содержании MnO (около 0.3 мас. %), что противоречит гипотезе его образования при магматическом процессе.

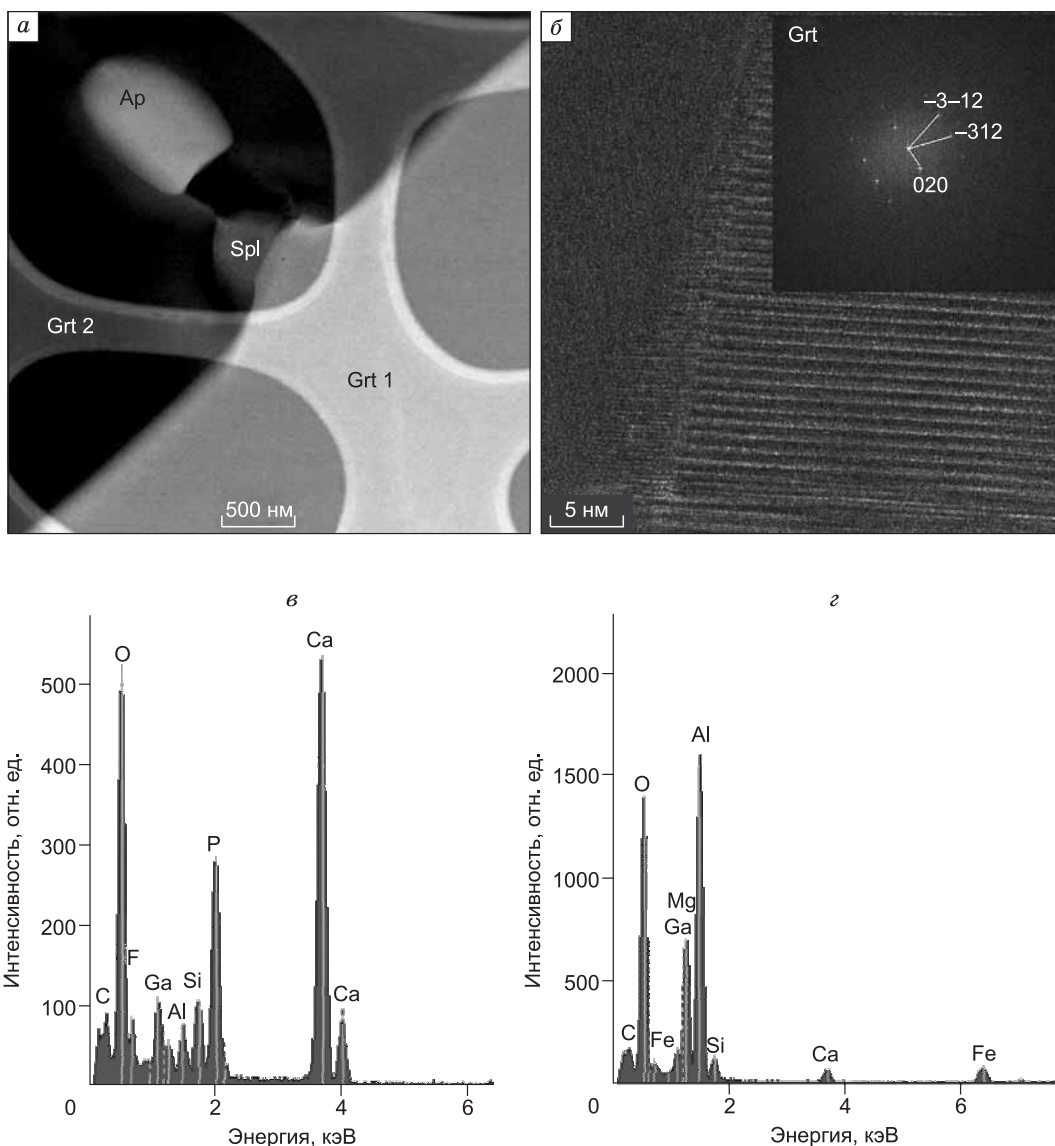


Рис. 6. ТЕМ-изображение неоднородного по составу граната обр. К-98-11 (Grt 1 и Grt 2) (а), фрагмент решетки и электронная дифрактограмма граната (б), энергодисперсионные спектры включений апатита (в) и шпинели (г).

Grt 2 содержит включения апатита (Ap) и шпинели (Spl). Ga в спектре привносится в процессе изготовления среза.

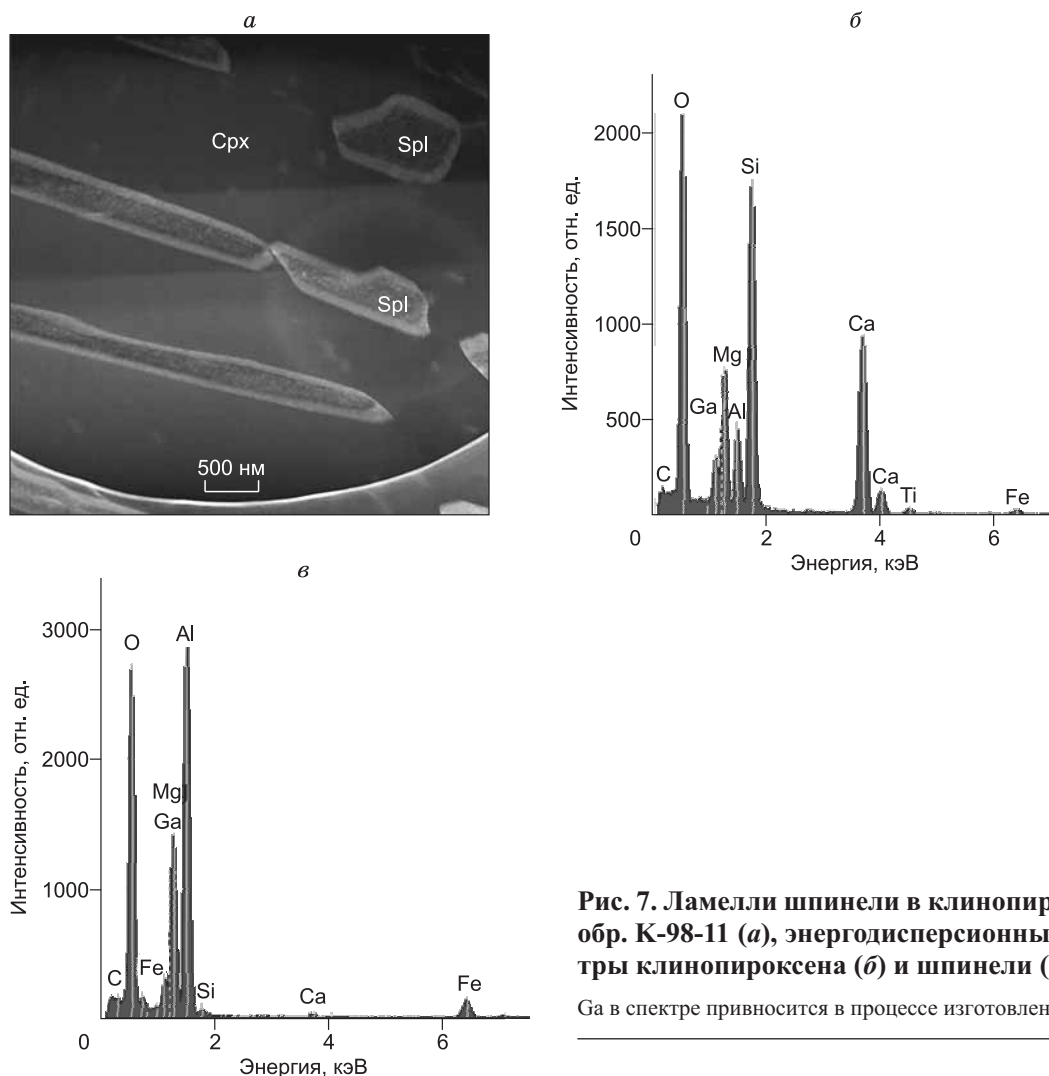


Рис. 7. Ламелли шпинели в клинопироксене обр. К-98-11 (а), энергодисперсионные спектры клинопироксена (б) и шпинели (в).

Га в спектре привносится в процессе изготовления среза.

Зернистые каймы вокруг клинопироксена матрикса. Клинопироксены матрикса (часто достигают размера более 1 мм) иногда содержат многочисленные выделения калишпата (см. рис. 3, з, ± кокчетавит ± флогопит ± кварц [Hwang et al., 2004, 2013; Dobrzhinetskaya et al., 2009]). В общем случае эти выделения, имеющие частично неправильную форму, концентрируются в центральных частях клинопироксенов; каймы свободны от таких выделений. Часто каймы характеризуются иным цветом люминесценции по сравнению с центральными частями (см. рис. 3, з). Мелкие зернистые клинопироксены регрессивной стадии иногда зональны так, что их центральные части характеризуются зеленым цветом люминесценции, а каймы — голубым (см. рис. 2, е и [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, f, i]). В типичном случае центральные зоны обогащены железом и калием по сравнению с каймами. Шертл и др. [Schertl et al., 2004, fig. 37] представляет EMP-анализ такой центральной части с более высоким содержанием FeO (2.27 мас. %) и K₂O (0.44 мас. %) по сравнению с голубой каймой (0.81 мас. % FeO и 0.2 мас. % K₂O соответственно).

Шпинельсодержащие псевдоморфозы по гранату. Вокруг наиболее богатых Mg гранатов прослая 3 (см. рис. 1) развиты мелкозернистые симплектиты очень сложного строения. Сами гранаты демонстрируют весьма сложную зональность (см. рис. 3, д, е; [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, a]), которая в дальнейшем дополнительно обсуждается [Соболев и др., 2006; Sobolev et al., 2011]. Эти гранаты являются не только наиболее магнезиальными в известково-силикатных породах Кокчетавского массива [Schertl, Sobolev, 2013, см. fig. 5], но и для метаморфических пород вообще. Единственным исключением является практически чистый пироп из коэситовых кварцитов массива Дора Майра, не содержащий ни железа, ни кальция [Chopin, 1984; Schertl et al., 1991], некоторые из этих пиропов характеризуются проявлением прекрасной осцилляционной зональности [Schertl et al., 2004, см. fig. 1, a]. Вторичные клинопироксены исключительно разнообразны по составу, некоторые из них существенно отличаются от

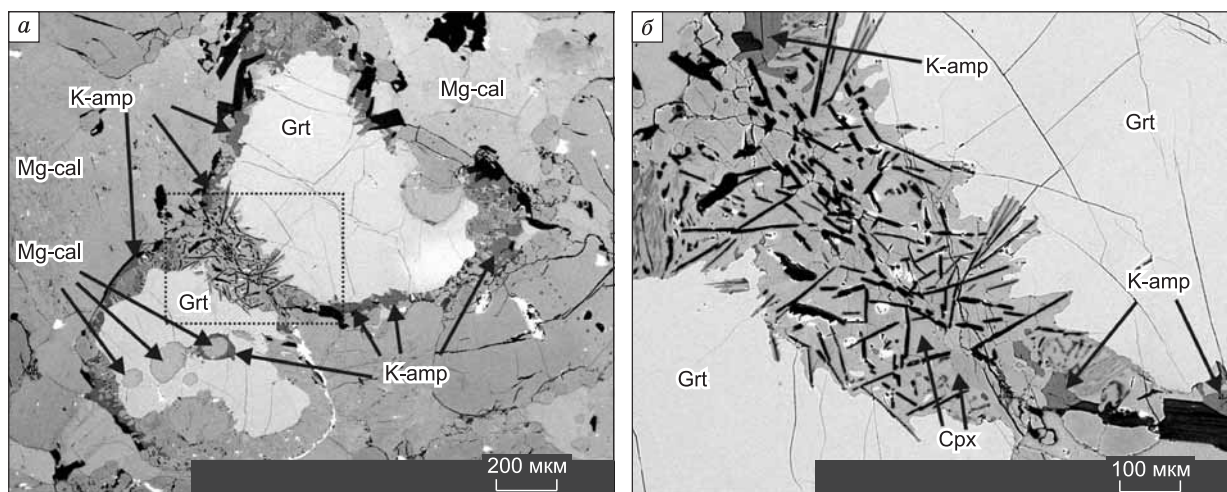


Рис. 8. Изображение в обратнорассеянных электронах (BSE) двух зерен граната и симплектита, состоящего из Crx-K-Amp-Spr-Crn (а), врезка, показанная на а, представлена в увеличенном виде (б).

Анализы граната см. в табл. 2, анализы минералов симплектита см. в табл. 3.

клинопироксенов матрикса и других вторичных клинопироксенов очень высоким содержанием Al (компонент Чермака, см. табл. 3). Симплектиты при применении КЛ-микроскопа демонстрируют присутствие скоплений тонкозернистых клинопироксенов, проявляющих зеленый и голубой цвета люминесценции (см. рис. 3, д, е; рис. 4, б), незначительно отличаются по составу присутствием в зеленых клинопироксенах более высокой примеси калия и железа по сравнению с голубыми клинопироксенами. Аналогичные особенности типичны и для первичных клинопироксенов [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, f–i].

Симплектиты, в которых доминирует клинопироксен, дополнительно содержат шпинель, которая не люминесцирует, а также изредка сапфирин и корунд (см. табл. 3) [Соболев и др., 2001]. На рис. 2, з (овальные контуры) показано, что указанная шпинель является составной частью пироксенов, люминесцирующих как голубым, так и зеленым цветом. Рентгеновская элементная карта подобного клинопироксена, содержащего симплектит, представлена в работе [Schertl et al., 2004, см. fig. 3, e]. Изображение апатит-шпинелевого сростка и неоднородного граната (включая спектральную информацию) представлено на рис. 6; ограниченные вросстки шпинели в клинопироксене (вместе со спектрами) — на рис. 7.

Совершенно необычный парагенезис вторичных минералов за счет распада граната выявлен для прослоя 2а, где нелюминесцирующий гранат практически однородного состава (см. табл. 2) окружен прекрасно выраженными сростками удлинённых игольчатых зерен корунда и сапфирина в матрице авгитового клинопироксена (см. рис. 3, а, б; табл. 3). Некоторые кристаллы представлены ксеноморфными зернами, достигающими размера 80 мкм. Игольчатые внедрения корунд + сапфирин + клинопироксен проникают в гранат до глубины порядка 100 мкм, что совершенно необычно для симплектита (см. рис. 3, з). В том же прослое установлены совершенно необычные калийсодержащие амфиболы (см. табл. 3), обнаруженные впервые не только для исследованных пород, но и для метаморфических пород вообще. В типичном случае они являются частью парагенезиса структур распада граната и в основном располагаются во внешней части симплектитовых кайм вокруг граната. В одном случае К-амфибол образует сплошную кайму вокруг включения Mg-кальцита в гранате (рис. 8, а).

Калиевые амфиболы известны [Deer et al., 1997; Mazdab, 2003], однако выявленные в настоящей работе существенно обогащены MgO по сравнению с описанными в литературе (15.5—16.5 мас. %). Подчеркнем, что такие амфиболы с $K > 0.5$ ф.ед. и высокой Mg# (93.8—95.5) ранее не были описаны. Среди 267 проанализированных амфиболов, содержащих $(Na + K) > 0.5$ ф.ед. [Deer et al., 1997], только 10 % содержали $K > 0.5$ ф.ед. [Mazdab, 2003]. Структурная формула наиболее богатого К-амфибола (см. табл. 3) выглядит следующим образом: $(K_{0.84}Na_{0.12})_{\Sigma=0.96}Ca_{2.01}(Al_{1.24}Mg_{3.36}Fe_{0.22}Mn_{0.03}Ti_{0.07})_{\Sigma=4.92}[Al_{2.2}Si_{5.8}O_{22}/(OH,F)_2]$. В составе симплектитовых кайм, содержащих К-амфибол, в редких случаях выявлен цоизит/клиноцоизит (см. табл. 3).

ПЕТРОГРАФИЯ, КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНАЯ МИКРОСКОПИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА КАРБОНАТОВ И АЛМАЗА

Среди карбонатов, присутствующих в образце слоистой известково-силикатной породы (см. рис. 1), главными являются доломит, Mg-кальцит и собственно кальцит. Если в прослоях 2b и 3 (см. табл. 1) доминирует доломитовый матрикс, то остальные прослои содержат Mg-кальцит в качестве главного минерала матрикса. Эти карбонаты, которые практически невозможно диагностировать при обычных микроскопических исследованиях, в КЛ-микроскопе могут быть определены в течение нескольких секунд. В общем случае, как это подчеркивалось выше, доломит демонстрирует темно-красную окраску люминесценции (см. рис. 2, б, д), в то же время Mg-кальцит характеризуется оранжевой окраской (см. рис. 2, б, в). Применяя КЛ-микроскоп, можно даже определить самые мелкие выделения доломита в Mg-кальците.

Чистый кальцит, составляющий, в частности, часть псевдоморфоз по форстериту (см. рис. 2, д) либо выполняющий системы поздних трещин, характеризуется желтым цветом люминесценции. Первые исследования состава люминесцирующего доломита ($\text{Ca}_{0.50}\text{Mg}_{0.49}\text{Fe}_{0.01}\text{CO}_3$), Mg-кальцита ($\text{Ca}_{0.95}\text{Mg}_{0.04}\text{Fe}_{0.01}\text{CO}_3$) и кальцита ($\text{Ca}_{0.98}\text{Mg}_{0.02}\text{CO}_3$) представлены ранее [Schertl et al., 2004]. Магнетит, так же как и Mg-кальцит, содержащий 10.9 мас. % MgO ($\text{Ca}_{0.71}\text{Mg}_{0.25}\text{Fe}_{0.04}\text{CO}_3$), обнаружены только в качестве включений в цирконах [Shatsky et al., 1995].

В результате детальных исследований генетических аспектов карбонатов [Ogasawara et al., 2000] показано, что составы доломита алмазосодержащих мраморов варьируют в пределах содержания MgCO_3 от 44.2 до 47.6 мол. % ($\text{FeCO}_3 = 1.1\text{—}3.2$ и $\text{MnCO}_3 < 1.9$ мол. %). Указанными авторами описаны включения кальцита в гранате, содержащие 2.5—6.7 мол. % MgCO_3 , 0—1.5 мол. % FeCO_3 и 0—1.6 мол. % MnCO_3 . Аналогичные включения в диопсиде содержали меньше Mg ($\text{MgCO}_3 = 0\text{—}2.2$ мол. %, $\text{FeCO}_3 < 1.3$, $\text{MnCO}_3 < 0.5$).

В одном из зерен граната из алмазосодержащего прослоя 3 (см. рис. 1) нами обнаружены пять включений Mg-кальцита с переменной примесью $\text{MgCO}_3\text{—}4.8\text{—}9.9$ мол. %, $\text{FeCO}_3\text{—}0.3\text{—}0.6$ мол. %, $\text{MnCO}_3\text{—}0.1\text{—}0.4$ мол. %. По содержанию Mg эта серия включений только в одном гранате оказалась более разнообразной.

Микроалмазы в шлифе с четко выявленной зональностью с помощью КЛ-микроскопии впервые были представлены в статье [Schertl et al., 2004]. Эти алмазы из гранат-клинопироксеновой породы Кокчетавского массива характеризуются зеленовато-голубыми цветами люминесценции и концентрической зональностью. Подобный алмаз в виде включения в гранате показан на рис. 3, з. Алмазы из слоистой известково-силикатной породы также демонстрируют аналогичные цвета люминесценции и неоднородную зональность. Эти алмазы могут достигать размеров до 100 мкм, что близко к максимальным размерам Кокчетавских алмазов [Шацкий и др., 1998; Schertl, O'Brien, 2013; Schertl, Sobolev, 2013, см. fig. 6, с—л].

С помощью КЛ-микроскопии и сканирующего электронного микроскопа были выявлены признаки присутствия более чем одной генерации алмазов в карбонатных породах [Ishida et al., 2003; Yoshioka, Ogasawara, 2005]. Подобные зеленовато-голубые цвета люминесценции наряду с зональностью типичны также и для большинства алмазов из кимберлитов, что указывает на сложный характер их ростовой истории [Shirey et al., 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как отмечено в серии работ, использующих КЛ-микроскопию при изучении метаморфических и магматических пород вообще и, в частности, метаморфических пород сверхвысоких давлений, данный метод практически незаменим для идентификации гранатов и пироксенов, характеризующихся особо низким содержанием железа, а также карбонатов. Алмазы даже при очень незначительных размерах зерен легко отождествляются благодаря интенсивному зеленовато-голубому цвету люминесценции.

Дополнительно могут быть отмечены следующие результаты:

1. Сложная текстура слоистых известково-силикатных матриксов легко определима благодаря КЛ цветам карбонатов. Они очень четко отличаются друг от друга и очень чувствительны к малейшим изменениям химического состава (например, Mn, Fe, PЗЭ).

2. В течение нескольких секунд идентифицируется концентрическая зональность клинопироксена, доломита, Mg-кальцита и алмаза.

3. Гранат из доломитового прослоя 3 демонстрирует либо желто-коричневые цвета люминесценции и содержит неоднородные внутренние нелюминесцирующие сетевые структуры, либо люминесценция полностью отсутствует. Также желто-коричневые гранаты обнаружены только благодаря применению КЛ-микроскопии: более 80 % гранатов данного прослоя не проявляют люминесценции благодаря повышенному содержанию железа (более 2.5 мас. % FeO, примесь железа подавляет люминесценцию).

4. Ранние регрессивные стадии от эклогитовой к гранулитовой фации сопровождаются появлением различных типов симплектитовых кайм вокруг низкожелезистых Mg-Ca гранатов. В одном из алмазосодержащих прослоев (2а) симплектит почти полностью состоит из сапфирина и корунда во вторичном клинопироксене наряду со шпинелью и водосодержащими высокомагнезиальными минералами, такими как флогопит и калиевый амфибол. С другой стороны, в прослое 3, не содержащем алмазов, гранаты подобного состава окружены сухими симплектитовыми каймами (Sp + Crx) с очень редкими сапфирином и корундом. Различная роль водосодержащих минералов на ранних стадиях регрессивного метаморфизма для разных прослоев отражает различную подвижность флюидов даже в пределах отдельно взятого образца.

5. Клинопироксен симплектитовых кайм вокруг граната характеризуется оливково-зеленым либо голубым цветом люминесценции. Зеленый клинопироксен обычно содержит более высокую примесь железа и калия по сравнению с голубым. Следует, однако, заметить, что различие цветов люминесценции может быть также результатом различной кристаллографической ориентировки зерен в шлифе.

6. Существенные результаты могут быть получены при комплексном применении КЛ-микроскопии, такими как рентгеновский микроанализ с электронным зондом, просвечивающая и аналитическая электронная микроскопия, измерение изотопов кислорода, изучение флюидных включений. Различная ростовая история люминесцирующих и нелюминесцирующих участков гранатов подтверждена значимым различием значений $\delta^{18}\text{O}$ [Sobolev et al., 2011]. Показано, что измеренный диффузионный $\delta^{18}\text{O}$ граната не мог сохраниться более 1 млн лет при температурах пика метаморфизма около 1000 °C, и начальная скорость подъема должна быть очень высокой.

ЛИТЕРАТУРА

Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа породообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 221—225.

Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита // Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 164—167.

Соболев Н.В., Бакуменко И.Т., Ефимова Э.С., Похиленко Н.П. Особенности морфологии микроалмазов, содержания примесей натрия в гранатах и калия в пироксенах двух ксенолитов эклогитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 3, с. 585—592.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горяйнов С.В. Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // ДАН, 1994, т. 334, № 4, с. 488—492.

Соболев Н.В., Шертл Г.-П., Бурхард М., Шацкий В.С. Необычный пироп-гроссуляровый гранат и его парагенезис из алмазосодержащих известково-силикатных пород Кокчетавского массива, Казахстан // ДАН, 2001, т. 380, № 2, с. 237—241.

Соболев Н.В., Шертл Г.-П., Нойзер Р.Д. Особенности состава и парагенезиса гранатов ультравысокобарических известково-силикатных метаморфических пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 521—531.

Шацкий В.С., Рылов Г.М., Ефимова Э.С., де Корте К., Соболев Н.В. Морфология и реальная структура микроалмазов из метаморфических пород Кокчетавского массива, кимберлитов и аллювиальных россыпей // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (7), с. 942—955.

Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 86, p. 107—118.

Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology, 1991, v. 19, № 7, p. 710—713.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Double-chain silicates. 2nd ed. London, UK, The Geological Society, 1997.

Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Rhede D., Liu Z., Green II H.W. Phlogopite and quartz lamellae in diamond-bearing diopside from marbles of the Kokchetav massif, Kazakhstan: exsolution or replacement reaction? // J. Metamorph. Geol., 2009, v. 27, p. 607—620.

Gebauer D., Schertl H.-P., Brix M., Schreyer W. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in Dora Maira Massif, Western Alps // Lithos, 1997, v. 41, p. 5—24.

Götze J., Schertl H.-P., Neuser R.D., Kempe U., Hanchar J. Cathodoluminescence (OM-KL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals // Miner. Petrol., 2013, v. 107, p. 373—392.

Harlow G.E. K in clinopyroxene at high pressure and temperature: an experimental study // *Amer. Mineral.*, 1997, v. 82, p. 259—269.

Hwang S.L., Shen P.Y., Chu H.T., Yui T.F., Liou J., Sobolev N.V., Zhang R.Y., Shatsky V.S., Zayachkovsky A.A. Kokchetavite: a new potassium-feldspar polymorph from the Kokchetav ultrahigh-pressure terrane // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 148, № 3, p. 380—389.

Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P., Liou J.G., Sobolev N.V. Oriented kokchetavite compound rods in clinopyroxene of Kokchetav ultrahigh-pressure rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 56—69.

Ishida H., Ogasawara Y., Ohsumi K., Saito A. Two stage growth of microdiamond in UHP dolomite marble from Kokchetav massif, Kazakhstan // *J. Metamorphic Geol.*, 2003, v. 21, p. 515—522.

Katayama I., Maruyama S. Inclusion study in zircon from ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Kokchetav massif: an excellent tracer of metamorphic history // *J. Geol. Soc. London*, 2009, Special Publication, v. 166, p. 783—796.

Mazdab F.K. The diversity and occurrence of potassium-dominant amphiboles // *Canad. Miner.*, 2003, v. 41, № 6, p. 1326—1344.

Ogasawara Y., Ohta M., Fukazawa K., Katayama I., Maruyama S. Diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 400—416.

Okay A.I. Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high pressure garnet-pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 145—155.

Schertl H.-P., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif, Kazakhstan: «type locality» of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 63, p. 5—38.

Schertl H.-P., O'Brien P. Continental crust at mantle depths: key minerals and microstructures // *Elements*, 2013, v. 9, № 4, p. 261—266.

Schertl H.-P., Schreyer W., Chopin C. The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora-Maira Massif, Western Alps: detailed petrography mineral chemistry and PT path // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 108, p. 1—21.

Schertl H.-P., Neuser R.D., Sobolev N.V., Shatsky V.S. UHP-metamorphic rocks from Dora Maira/Western Alps and Kokchetav/Kazakhstan: new insights using cathodoluminescence petrography // *Eur. J. Mineral.*, 2004, v. 16, № 1, p. 49—57.

Shatsky V.S., Sobolev N.V. The Kokchetav Massif of Kazakhstan // *Ultrahigh pressure metamorphism* / Eds. D.A. Carswell, R. Compagnoni. *Eur. Mineral. Union, Notes in Mineralogy*, 2003, v. 4, p. 75—100.

Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks from Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Ultrahigh pressure metamorphism*, Cambridge Univ. Press., 1995, p. 427—455.

Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshaw S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rev. Miner. Geochem.*, 2013, v. 75, p. 355—421.

Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, № 6260, p. 742—746.

Sobolev N.V., Schertl H.-P., Neuser R.D., Shatsky V.S. Relict unusually low iron pyrope-grossular garnets in UHPM calc-silicate rocks of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Int. Geol. Rev.*, 2007, v. 49, № 8, p. 717—731.

Sobolev N.V., Schertl H.-P., Valley J.W., Page F.Z., Kita N.T., Spicuzza M.J., Neuser R.D., Logvinova A.M. Oxygen isotope variations of garnets and clinopyroxenes in a layered diamondiferous calc-silicate rock from Kokchetav Massif, Kazakhstan: a window into the geochemical nature of deeply subducted UHPM rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 2011, v. 162, № 5, p. 1079—1092.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

Wirth R. Focused Ion Beam (FIB): a novel technology for advanced application of micro- and nanoanalysis in geosciences and applied mineralogy // *Eur. J. Mineral.*, 2004, v. 16, p. 863—876.

Yoshioka N., Ogasawara Y. Cathodoluminescence of microdiamond in dolomite marble from Kokchetav massif — additional evidence for two-stage growth of diamond // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 703—715.

*Поступила в редакцию
22 августа 2014 г.*