

## КАРБОНАТИТОВЫЙ, СИЛИКАТНЫЙ И СУЛЬФИДНЫЙ РАСПЛАВЫ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МИНЕРАЛОБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ В ПОРОДАХ СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

А.О. Михно<sup>1,2</sup>, А.В. Корсаков<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коттога, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Приводятся данные о существовании карбонатитового, силикатного и сульфидного расплавов и их несмесимости на различных этапах метаморфизма пород сверхвысоких давлений Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Диагностированные нами полифазные силикатные, силикатно-карбонатные и сульфидные включения рассматриваются в данной работе как продукты раскристаллизации высокобарических расплавов. Находки реакционных симплектитовых структур гранат—калишпат—алланит—кальцит во включениях в гранате и идентичные структуры вокруг граната позволяют связывать их образование с кристаллизацией карбонатитового расплава. Предполагается, что плавление карбонатов произошло благодаря наличию свободной флюидной фазы (преимущественно H<sub>2</sub>O) и/или повышенному содержанию щелочей в системе. Совместное нахождение карбонатных и силикатных включений свидетельствует о разрыве смесимости между карбонатитовым и силикатным расплавами. Находки калиевого кимрита в полифазных включениях позволяют оценить минимальные давления захвата силикатного расплава ~4.5 ГПа. Максимальные давления захвата этих включений отвечают 6—7 ГПа при температуре 1000—1100 °С и соответствуют пику метаморфизма пород Кокчетавского массива. Вероятнее всего, область несмесимости карбонатитового и силикатного расплавов наблюдается при *PT*-параметрах 4.5—7 ГПа и 950—1100 °С, при этом в карбонатитовом расплаве может растворяться до 18 мас. % SiO<sub>2</sub>, а в силикатном расплаве до 4.5 об. % CaCO<sub>3</sub>.

*Частичное плавление, метаморфизм сверхвысоких давлений, карбонатитовый расплав, силикатный расплав, сульфидный расплав, Кокчетавский массив.*

## CARBONATE, SILICATE, AND SULFIDE MELTS: HETEROGENEITY OF THE UHP MINERAL-FORMING MEDIA IN CALC-SILICATE ROCKS FROM THE KOKCHETAV MASSIF

A.O. Mikhno and A.V. Korsakov

We present data on carbonatite, silicate, and sulfide melts and their immiscibility at different stages of ultrahigh-pressure metamorphism of rocks of the Kokchetav Massif (northern Kazakhstan). The identified silicate, silicate-carbonate, and sulfide inclusions are regarded as crystallization products of high-pressure melts. The detected reactionary garnet-K-feldspar-allanite-calcite simplectite structures as inclusions in garnet and as identical structures around it evidence that they resulted from carbonatite melt crystallization. Carbonate melting was probably triggered by the present free fluid phase (mostly H<sub>2</sub>O) and/or a high content of alkalis in the system. The coexistence of carbonate and silicate inclusions testifies to the immiscibility of carbonatite and silicate melts. The presence of K-cymrite in the polyphase inclusions indicates that the minimum pressure of silicate melt intake is ~4.5 GPa. The maximum pressure of this intake is 6–7 GPa at 1000–1100 °C and corresponds to the peak of metamorphism of the Kokchetav Massif rocks. Most likely, the field of immiscibility of carbonatite and silicate melts lies within 4.5–7 GPa and 950–1100 °C. The carbonatite melt can dissolve up to 18 wt.% SiO<sub>2</sub>, and the silicate melt, up to 4.5 vol.% CaCO<sub>3</sub>.

*Partial melting, ultrahigh-pressure metamorphism, carbonatite melt, silicate melt, sulfide melt, Kokchetav Massif*

### ВВЕДЕНИЕ

Доля карбонатных осадков в зонах субдукции оценивается в 10—15 мас. % [Rea, Ruff, 1996; Plank, Langmuir, 1998], причем распределены они в основном неравномерно. Наибольшее количество карбонатов отмечается в зонах субдукции в Южной и Центральной Америке [Poli, Schmidt, 2002], тогда как в других регионах они обычно отсутствуют. Вместе с тем находки карбонатных и карбонатно-силикатных пород практически во всех метаморфических комплексах сверхвысоких давлений свидетельствуют

© А.О. Михно, А.В. Корсаков, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150105

о том, что эти породы могли погружаться на глубины до 200 км [Sobolev, Shatsky, 1990; Dobretsov et al., 1995; Omori et al., 1998; Theunissen et al., 2000; Ogasawara et al., 2000, 2002; Katayama et al., 2002; Perraki et al., 2006; Korsakov, Hermann, 2006; Castelli et al., 2007; Mikhno, Korsakov, 2013; Proyer et al., 2013; Groppo et al., 2013; Gao et al., 2014].

Почти все исследователи сходятся во мнении, что субдукция карбонатов на мантийные глубины способна приводить к рециклированию углерода [Luth, 1993; Zhu, Ogasawara, 2002]. Несмотря на это, на сегодняшний момент не существует однозначных построений по фазовому и агрегатному состояниям карбонатов в зонах субдукции. До недавнего времени большинство исследователей предполагали, что карбонаты остаются стабильными в твердой фазе вплоть до их разложения с высвобождением  $\text{CO}_2$  [Ogasawara et al., 2000, 2002; Zhu, Ogasawara, 2002; Katayama et al., 2002; Dasgupta et al., 2004; Dobrzhi-netskaya et al., 2006]. Однако в последнее время значительно возросло количество сторонников гипотезы того, что частичное плавление карбонатов в зоне субдукции может приводить к формированию карбонатитовых расплавов, которые характеризуются высокой растворяющей способностью для некоторых элементов, в первую очередь  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Cl}$ , щелочей [Shatskiy et al., 2014], и уникальной мобильностью в сравнении с любыми другими расплавами [Caciagli, Manning, 2003]. Миграция этих расплавов и их взаимодействие с вышележащими мантийными породами способны значительно изменять состав этих пород.

Для плавления карбонатов в зоне субдукции требуется выполнение следующих условий: 1) водонасыщенность системы и 2) низкая подвижность водной флюидной фазы. Было показано, что в субдуцированных силикатно-карбонатных породах Кокчетавского массива водный флюид сосуществовал с несколькими расплавами [Корсаков и др., 2006; Hermann et al., 2006; Korsakov, Hermann, 2006; Mikhno, Korsakov, 2013]. В данной работе в первую очередь мы рассматриваем эволюцию карбонатитового расплава, а также проводим анализ фазовых взаимоотношений с силикатным и сульфидным расплавами.

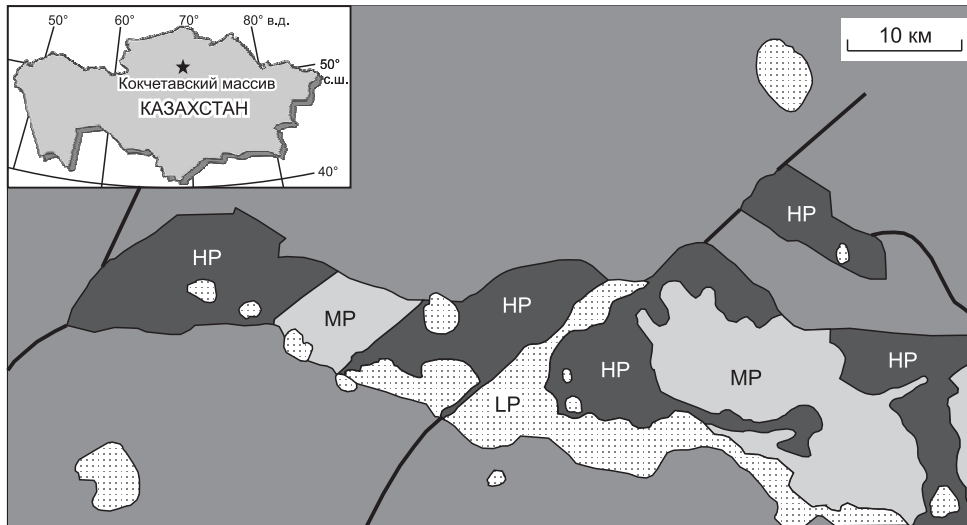
## МЕТОДЫ

Оптические наблюдения взаимоотношений фаз и исследование формы и морфологии флюидных и полифазных включений выполнены с помощью микроскопа Olympus BX51 (Япония), совмещенного с фотовидеокамерой Olympus COLOR VIEW III. Определение химического состава породообразующих минералов и минералов полифазных включений производилось на препаратах, напыленных углеродом, на сканирующих электронных микроскопах JEOL JXM-6510LV и TESCAN MIRA 3 LMU JSM 6510LV, совмещенных с детектором Oxford Instruments energy detector X-max 80  $\text{mm}^2$ , и рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100. Съемка образцов происходила при следующих параметрах: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 1 нА, диаметр зонда 6 мкм для сканирующих электронных микроскопов JEOL JXM-6510LV и TESCAN MIRA 3 LMU JSM 6510LV и ускоряющее напряжение 50 кВ, ток поглощенных электронов 20 нА, диаметр зонда 2—3 мкм для рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100. КР-спектры в интервале от 50 до 4500  $\text{cm}^{-1}$  были получены с использованием спектрометра LabRam Horiba Jobin Yvon, оснащенного лазером 514.5 нм при мощности лазера ~30 мВт и размере пучка ~1 мкм. Католюминесцентная микроскопия минералов выполнялась в Университете Лёвена (Бельгия) в условиях мощности тока 18 кВт. Конфокальное КР-картирование (Confocal Raman Imaging) флюидных включений было выполнено с использованием высокоразрешающего (~300 нм) и высокоскоростного КР-спектрометра на базе Confocal Raman Imaging alpha 300 R (WiTec Ltd). Были получены КР-карты (размер картируемой области 15 × 15 мкм) с разрешением 100 × 100 (пикселей), интервал накопления спектра в каждой точке 0.03615 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Современные представления о геологическом строении и моделях формирования Кокчетавского массива подробно изложены в многочисленных публикациях [Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Добрецов и др., 1998, 2006, 2013, 2015; Schertl, Sobolev, 2013]. Кокчетавский массив выявлен в Северном Казахстане как срединный массив или микроконтинент. В его составе выделяется метаморфический пояс, представляющий собой субдукционно-коллизонную зону длиной 80 км и шириной 17 км, которая простирается с северо-запада на юго-восток [Добрецов и др., 2006].

Существуют различные модели образования Кокчетавского метаморфического пояса. Согласно модели «extrusion wedge», предложенной [Maruyama, Parkinson, 2000; Kaneko et al., 2000], Кокчетавский пояс представляет собой субгоризонтальную структуру, сформированную в результате субдукции и последующей эксгумации цельного блока пород. Однако Н.Л. Добрецов и В.С. Шацкий [Dobretsov, Shatsky, 2004] показали несостоятельность этой модели, подчеркнув, что различия состава и реологических свойств пород погруженной коры делают невозможной эксгумацию пород с глубины порядка 100 км (испытывавших напряжение порядка 200 МПа) в виде цельного блока.



**Рис. 1. Геологическая схема центральной части Кокчетавского метаморфического пояса [Добрецов и др., 1998].**

Породы: HP — высоких, MP — средних, LP — низких давлений.

Согласно [Dobretsov et al., 1995; Добрецов и др., 2006], Кокчетавский массив представляет собой зону мегамеланжа, состоящую из пластин или блоков, субдцированных на глубины 150—200 км и сформировавшихся в различных режимах температур и давлений (рис. 1). Породы неалмазоносного (восточного) Кулетского и алмазоносного (западного) Кумдыкольского блоков имеют различный состав, внутреннюю структуру и отвечают условиям коэситовой и алмазной субфации метаморфизма [Theunissen et al., 2000]. Блоки разделены зоной Чаглинского разлома, которая имеет северо-восточное простирание. Кумдыкольский блок сложен биотитовыми сланцами и гнейсами, метапелитами, карбонатно-силикатными породами с высококалийным клинопироксеном, кварцитами и эклогитами [Shatsky et al., 1995]. Кулетский блок не содержит метакarbonатных пород и сложен эклогитами, гранат-мусковит-кианит-кварцевыми сланцами и мусковит-гранат-кварц-плаггиоклазовыми породами [Shatsky et al., 1995]. Барчинский участок входит в состав Кумдыкольского блока и отличается широкой распространенностью клиноцоизитовых гнейсов, интерпретируемых как продукт реакции карбонатитового расплава с метапелитами [Корсаков и др., 2006]. Возраст пика метаморфизма для пород Кумдыкольского блока оценивается в 530 млн лет [Claoue-Long et al., 1991; Shatsky et al., 1999; Hermann et al., 2001; Katayama et al., 2001]. Также выделяется стадия регрессивного метаморфизма, отвечающая условиям амфиболитовой фации. Ее возраст был оценен в 525 млн лет [Hermann et al., 2001; Hacker et al., 2003; Херманн и др., 2006]. Высокие скорости эксгумации пород различных блоков Кокчетавского массива были получены в работах [Перчук и др., 1998; Korsakov et al., 2002]. Авторы работ [Dobretsov, Shatsky, 2004; Добрецов и др., 2015] оценивали скорости эксгумации Кумдыкольского блока в 6—20 см/год, что было обусловлено его транспортировкой в частично-расплавленном состоянии. Н.В. Соболев с коллегами [Sobolev et al., 2011] подтвердили высокие скорости эксгумации, а также продемонстрировали, что время подъема Кумдыкольского блока было менее 1 млн лет.

А.В. Корсаковым [Korsakov et al., 2004] было сделано предположение, что карбонатно-силикатные породы сформировались в результате реакции водонасыщенного силикатного расплава с карбонатными прослоями. Источником силикатного расплава послужили метапелиты — протолиты гнейсов, претерпевшие плавление. Эта гипотеза подтвердилась данными [Шацкий и др., 2006b]. Однако в настоящий момент существуют разногласия относительно классификации этих пород. По одним данным, карбонатно-силикатные породы делятся на две группы: доломитовые мраморы (гранат-клинопироксен-кальцит-доломитовые породы) и гранат-клинопироксеновые породы [Соболев и др., 2006; Schertl, Sobolev, 2013], тогда как К. Окамото с соавторами [Okamoto et al., 2000] классифицировали эти породы как эклогиты. Другие авторы [Ogasawara et al., 2000] выделяли два типа мраморов: доломитовые и доломитсодержащие, последние из которых никогда не содержат алмазы в силу низкой концентрации  $\text{CO}_2$ . В данной работе мы придерживаемся классификации, предложенной Н.В. Соболевым и Х. Шертлом [Schertl, Sobolev, 2013].

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Изученные образцы карбонатно-силикатных пород были отобраны в отвалах разведочной штольни, расположенной на южном берегу оз. Кумдыколь [Shatsky et al., 1995; Лаврова и др., 1999]. Среди карбонатно-силикатных пород выделяются алмазоносные и неалмазоносные разновидности. В них встречается калиевый клинопироксен, который наряду с алмазом и коэситом является неопровержимым индикатором метаморфизма сверхвысоких давлений [Schertl, Sobolev, 2013].

Для изучения особенностей поведения карбонатитовых расплавов в карбонатно-силикатных породах было выбрано 7 образцов: Gak103 и Gak150 — гранат-клинопироксеновые породы с низким содержанием карбонатных минералов (менее 3 об. %), Let1 и K98-4 — гранат-клинопироксеновые породы с долей карбонатных минералов порядка 5—20 об. %, A8 и Gak100 — доломитовые мраморы, G0 — образец, представляющий собой зону перехода от гранат-пироксеновых к карбонатным породам.

Карбонатно-силикатные породы характеризуются полосчатыми текстурами, выраженными чередованием слоев, обогащенных клинопироксеном, гранатом и карбонатами (рис. 2, *а*, *б*). Структуры пород от среднезернистых до гигантозернистых, неравномерно-зернистые.

Первичные ассоциации гранат-клинопироксеновых пород (Let1, K98-4, Gak103, Gak150) сложены гранатом, клинопироксеном. Среди карбонатных минералов в гранат-клинопироксеновых породах в качестве включений и в матриксе был идентифицирован только кальцит. Вторичные минералы представлены цоизитом, кварцем, роговой обманкой, хлоритом, калишпатом и биотитом. Их формирование происходило на регрессивном этапе метаморфизма. В качестве аксессуарных минералов диагностированы апатит, сфен, циркон, фенгит, алмаз, сфалерит, пирротин и пирит. Во всех образцах, кроме Gak103, в клинопироксенах наблюдаются продукты распада твердых растворов — ламелли фенгита, флогопита и калиевого полевого шпата.

Кальциты изученных образцов гранат-клинопироксеновых пород характеризуются низким содержанием примесей (Mg, Mn, Fe), что может свидетельствовать о том, что они могли быть арагонитами [Ogasawara et al., 2000; Korsakov et al., 2009, 2011]. Содержание кремнезема во включениях фенгита в порфириблестах клинопироксена достигает 3.51 ф.е., что свидетельствует о высоких давлениях его кристаллизации [Krogh Ravna, Terry, 2004]. Титаниты содержат ламелли кварца, которые также являются признаком высоких давлений [Ogasawara et al., 2002]. Содержание калия в роговой обманке достига-

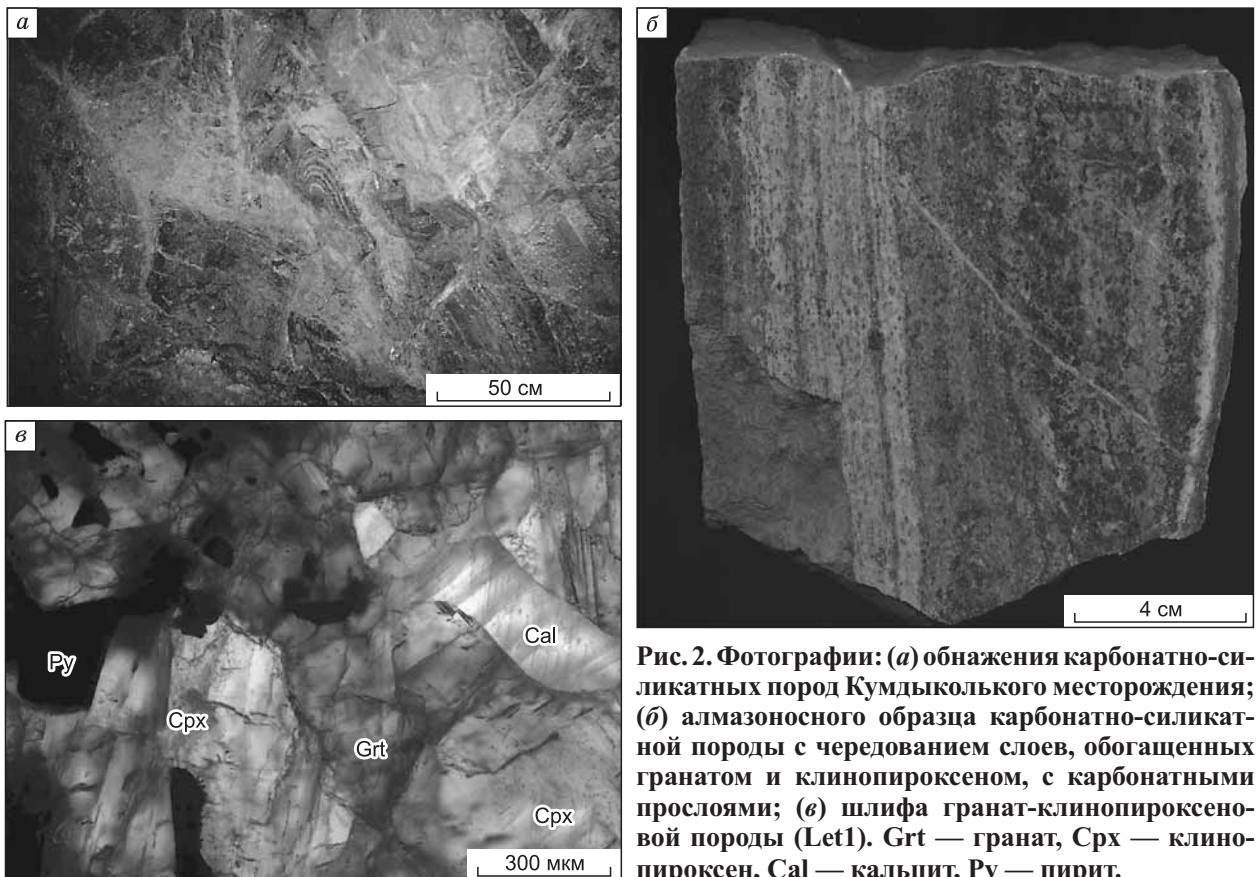


Рис. 2. Фотографии: (а) обнажения карбонатно-силикатных пород Кумдыкольского месторождения; (б) алмазоносного образца карбонатно-силикатной породы с чередованием слоев, обогащенных гранатом и клинопироксеном, с карбонатными прослоями; (в) шлифа гранат-клинопироксеновой породы (Let1). Grt — гранат, Sprx — клинопироксен, Cal — кальцит, Py — пирит.

от 0.25 мас. %. Высокое содержание  $Al_2O_3$  в амфиболе может указывать на недосыщенность пород кремнеземом [Добрецов и др., 1974]. Калиевый полевой шпат содержит примесь альбитового компонента до 0.3 мол. %. Составы минералов известково-силикатных пород приводятся в работе [Mikhno, Korsakov, 2013].

Гранаты и клинопироксены образуют порфиробласты размером от 4 до 10 мм (см. рис. 2). Находки включений клинопироксена в гранате и граната в клинопироксене указывают на их совместную кристаллизацию. Клинопироксены изученных образцов являются преимущественно диоксидовыми (табл. 1). Содержание  $Fe^{3+}$  в клинопироксенах достигает 0.06 ф.е. Во всех образцах наблюдается увеличение содержания натрия от центра к краю. Максимальное содержание примеси  $Na_2O$  1.12 мас. %. Клинопироксены разных образцов различаются главным образом по количеству и распределению примеси калия, составу и мощности ламелл в порфиробластах. Предполагается, что калий входит в структуру клинопироксена в виде калиевого аналога жадеита  $KAlSi_2O_6$  [Соболев и др., 1972; Перчук и др., 1996]. Самые низкие содержания калия (до 0.3 мас. %  $K_2O$ ) наблюдаются во включениях клинопироксенов образцов Let1 и Gak103. В клинопироксенах обр. Gak150 наблюдается наибольшее содержание  $K_2O$  (1.19 мас. %). Порфиробласты обр. K98-4 имеют зональное строение: К-содержащие ядра порфиробластов окружены безкалиевой каймой, в которой существенно снижается магнезиальность и повышается содержание диоксидового минала. Примесь калия в клинопироксенах-включениях обр. K98-4 достигает 0.8 мас. %. Более подробно эти клинопироксены описаны в работах [Михно, Корсаков, 2011; Mikhno, Korsakov, 2013].

Гранаты относятся к пироп-альмандин-гроссуляровому ряду и сильно различаются для разных образцов (табл. 2). Гранаты образцов Let1 и K98-4а имеют сходный состав и показывают самое высокое содержание гроссулярового минала. В гранатах обр. K98-4 происходит падение концентраций Fe и Mg, Mg# (от 0.35 до 0.1) и рост концентраций Mn и Al от центра к краю. В гранатах обр. Let1 наблюдается рост содержания Mg, Ca, Al, сопряженный с падением содержания Fe. В гранатах обр. Gak150 отмечается самое высокое содержание  $Fe^{3+}$  (до 0.69 ф.е.), причем концентрация  $Fe^{3+}$  возрастает от центра к

Таблица 1. Составы клинопироксенов образцов гранат-клинопироксеновых пород

Компонент	Gak103	Gak103	Gak150	Gak150	K98-4	K98-4	Let1	Let1
	с	г	с	г	с	г	с	г
$SiO_2$ , мас. %	51.7	51.8	50.6	50.0	52.8	53.0	52.9	52.6
$TiO_2$	0.03	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
$Al_2O_3$	1.95	1.73	0.85	0.66	0.96	0.25	0.38	0.64
FeO	11.2	12.8	16.0	18.0	4.48	8.5	9.5	10.7
MnO	0.11	0.17	0.36	0.68	0.00	0.49	0.36	0.36
MgO	10.8	10.2	8.1	7.1	15.3	13.0	12.5	11.7
CaO	22.0	21.7	23.3	22.8	25.3	24.6	24.5	24.0
$Na_2O$	0.95	0.82	0.46	0.19	0.18	0.00	0.18	0.30
$K_2O$	0.02	0.01	0.09	0.00	0.27	0.00	0.00	0.01
Сумма	98.8	99.2	99.7	99.4	99.3	99.9	100.3	100.3
Si, ф. ед.	1.98	1.98	1.97	1.97	1.97	1.99	1.99	1.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.09	0.08	0.04	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03
$Fe^{2+}$	0.33	0.39	0.47	0.56	0.09	0.26	0.27	0.31
$Fe^{3+}$	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	0.01	0.02	0.03
Mn	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01
Mg	0.62	0.58	0.47	0.41	0.85	0.73	0.70	0.66
Ca	0.90	0.89	0.97	0.97	1.01	0.99	0.98	0.97
Na	0.07	0.06	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	3.98	3.99	3.97	3.98	3.97	4.00	3.99	3.99
Mg#	0.63	0.59	0.47	0.41	0.86	0.73	0.70	0.66

Примечание. с — центр, г — край порфиробласта.

Таблица 2. Составы гранатов образцов гранат-клинопироксеновых пород

Компонент	Gak103	Gak103	Gak150	Gak150	K98-4	K98-4	Let1	Let1
	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO <sub>2</sub> , мас. %	37.9	37.3	37.9	37.4	38.3	38.1	38.6	39.0
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.33	0.95	0.64	0.53	0.17	0.48	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.9	19.5	16.2	14.6	20.1	20.8	19.4	19.3
FeO	20.2	25.3	13.7	14.1	7.4	6.8	8.1	7.4
MnO	0.98	0.81	1.02	1.49	0.84	2.74	1.08	1.07
MgO	2.42	2.39	0.59	0.09	1.24	0.35	0.27	0.30
CaO	16.8	13.9	29.1	30.6	30.4	30.4	31.0	31.7
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.4	99.6	99.4	99.0	98.8	99.3	98.9	99.3
Si, ф. ед.	2.98	2.98	3.03	3.04	2.98	2.97	3.02	3.03
Ti	0.01	0.02	0.06	0.04	0.03	0.01	0.03	0.03
Al	1.94	1.84	1.52	1.40	1.85	1.90	1.79	1.77
Fe <sup>2+</sup>	1.23	1.47	0.37	0.22	0.27	0.25	0.30	0.25
Fe <sup>3+</sup>	0.10	0.23	0.54	0.74	0.21	0.19	0.23	0.23
Mn	0.07	0.05	0.07	0.10	0.06	0.18	0.07	0.07
Mg	0.28	0.29	0.07	0.01	0.14	0.04	0.03	0.03
Ca	1.42	1.19	2.49	2.67	2.53	2.53	2.59	2.64
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.04	8.08	8.15	8.22	8.07	8.07	8.06	8.06
Mg#	0.18	0.14	0.07	0.01	0.35	0.08	0.06	0.07

краевым частям порфириобластов. Гранаты обр. Gak103 имеют осциллирующую зональность в кайме вследствие изменений химического состава (рост концентрации Mg и Fe и падение концентрации Ca). Ни в одном из образцов не был зафиксирован майджоритовый минал в гранате.

Ультравысокобарическая ассоциация в доломитовых мраморах образцов А8, Gak100 и G0 представлена гранатом, клинопироксеном и доломитом. Гранат и клинопироксен образуют порфириобласты и включения друг в друге. Магнезиальный кальцит и доломит являются основными минералами матрикса, а также образуют включения в порфириобластах граната и клинопироксена. В обр. А8 магнезиальный кальцит является вторичным и замещает доломит. Описание обр. G0 приводится далее по тексту. Алмазы были диагностированы в качестве включений в порфириобластах граната и клинопироксена оптическим методом, а также однозначно идентифицированы методом КР-спектроскопии.

Особое внимание было уделено обр. G0, который представляет собой зону перехода от гранат-клинопироксеновой породы к доломитовому мрамору (рис. 3, 4), так как в ней со-

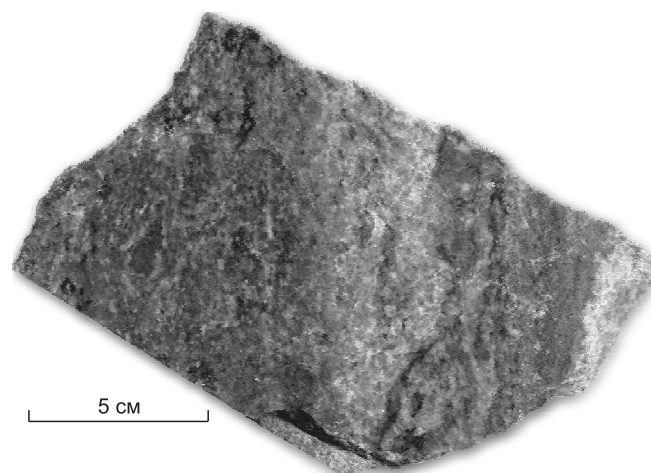


Рис. 3. Образец G0, представляющий собой фрагмент контакта высокоалмазонасной гранат-клинопироксеновой породы и неалмазонасного доломитового мрамора.

I—V — зоны.

I	II	III	IV	V
Grt-Cpx	Grt-Cpx-Mg-Cal		Grt Cpx Ol Dol	Grt Cpx Cal

Таблица 3. Минеральные ассоциации различных зон обр. G0

Зона	Минеральный состав, об. %									Ламелли	Симплектиты				T, °C
	Grт	Срх	Cal	Dol	Bt	Kfs	Qz	Dia + Gr	S	в Срх	Срх-Zo	Zo-Kfs	Срх-Kfs	Spl-Cрх	
I	28—34	50—56	0—10	—	1—4	1—4	1—2	0.82	1	Kfs, Ph, Phl	—	+	+	—	1050
IIa	20—23	27—32	30—40	—	3—4	1—4	1—2	0.33	1	Kfs, Ph, Phl	+	+	+	—	1050
IIb	15—26	25—30	25—30	—	5—7	4—6	3—5	< 0.1	1	Kfs, Ph, Phl	+	+	+	—	1050
III	5—7	30—40	—	48—55	—	—	1—3	0	5—10	—	—	—	—	+	1200
IV	8—10	30—35	55—60	—	—	—	—	< 0.1	1	Kfs, Ph, Phl	—	—	—	+	1050

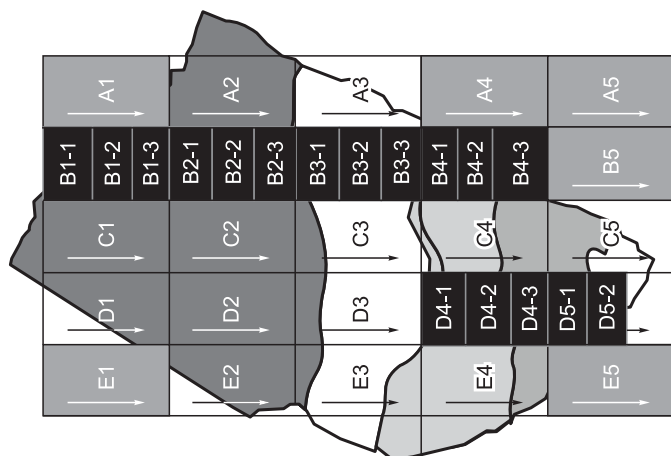
Примечание. Grт — гранат, Срх — клинопироксен, Cal — кальцит, Dol — доломит, Bt — биотит, Kfs — калиевый полевой шпат, Qz — кварц, Dia — алмаз, Gr — графит, S — сульфиды, Zo — цоизит, Spl — шпинель, Phl — флогопит, Ph — фенгит. T, °C — оценки температур, полученные по гранат-клинопироксеновому геотермометру [Ellis, Green, 1979] при давлении 5 ГПа.

Таблица 4. Химические составы (мас. %) различных зон обр. G0, определенные методом РФА

Оксид	B1-1	B1-2	B1-3	B2-1	B2-2	B2-3	B3-1	B3-2	B3-3	D4-1	D4-2	D4-3	D5-1	D5-2
	(-11.98)	(-10.73)	(-9.68)	(-8.57)	(-7.40)	(-6.24)	(-5.06)	(-3.87)	(-2.72)	(-1.57)	(-0.36)	(0.78)	(1.87)	(2.96)
SiO <sub>2</sub>	37.8	42.1	44.5	46.1	45.2	44.8	41.2	34.4	34.5	33.3	35.4	20.1	21.1	20.6
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.33	0.31	0.18	0.18	0.22	0.19	0.20	0.19	0.22	0.30	0.32	0.24	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.5	8.2	7.8	6.5	7.7	8.6	7.5	6.5	6.3	5.2	5.7	4.21	4.13	3.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.4	7.0	7.0	6.1	6.7	7.0	5.5	4.03	3.57	3.66	5.1	5.4	4.97	1.81
MnO	0.31	0.29	0.26	0.23	0.28	0.30	0.25	0.20	0.19	0.18	0.20	0.16	0.09	0.10
MgO	9.0	10.5	11.3	11.6	11.3	11.1	10.5	9.0	9.1	8.9	9.5	15.9	14.1	6.7
CaO	27.9	25.9	23.2	24.9	23.9	23.6	27.9	32.1	32.5	34.1	30.2	28.0	30.9	43.4
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.31	0.34	0.39	0.34	0.30	0.24	0.16	0.13	0.15	0.19	0.04	0.02	0.03
K <sub>2</sub> O	0.52	0.63	1.04	0.76	0.63	0.72	0.61	0.75	0.84	0.87	0.68	0.18	0.07	0.16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.16	0.12	0.27	0.01	0.02	0.05	0.07	0.08	0.14	0.27	0.18	0.01	0.01
П.п.п.	7.2	2.32	3.70	4.28	3.21	3.55	7.10	12.1	13.4	13.3	10.1	20.8	19.1	24.6
Сумма	99.6	97.7	99.6	101.3	99.4	100.1	101.1	99.5	100.8	100.0	97.7	95.4	94.7	101.0

Примечание. B1-1 — D5-2 — номер шлифа. В скобках указано расстояние (см) от контакта гранат-клинопироксеновой породы и доломитового мрамора. Аналитик Л.Г. Холодова. X — расстояние от контакта (см. рис. 3).

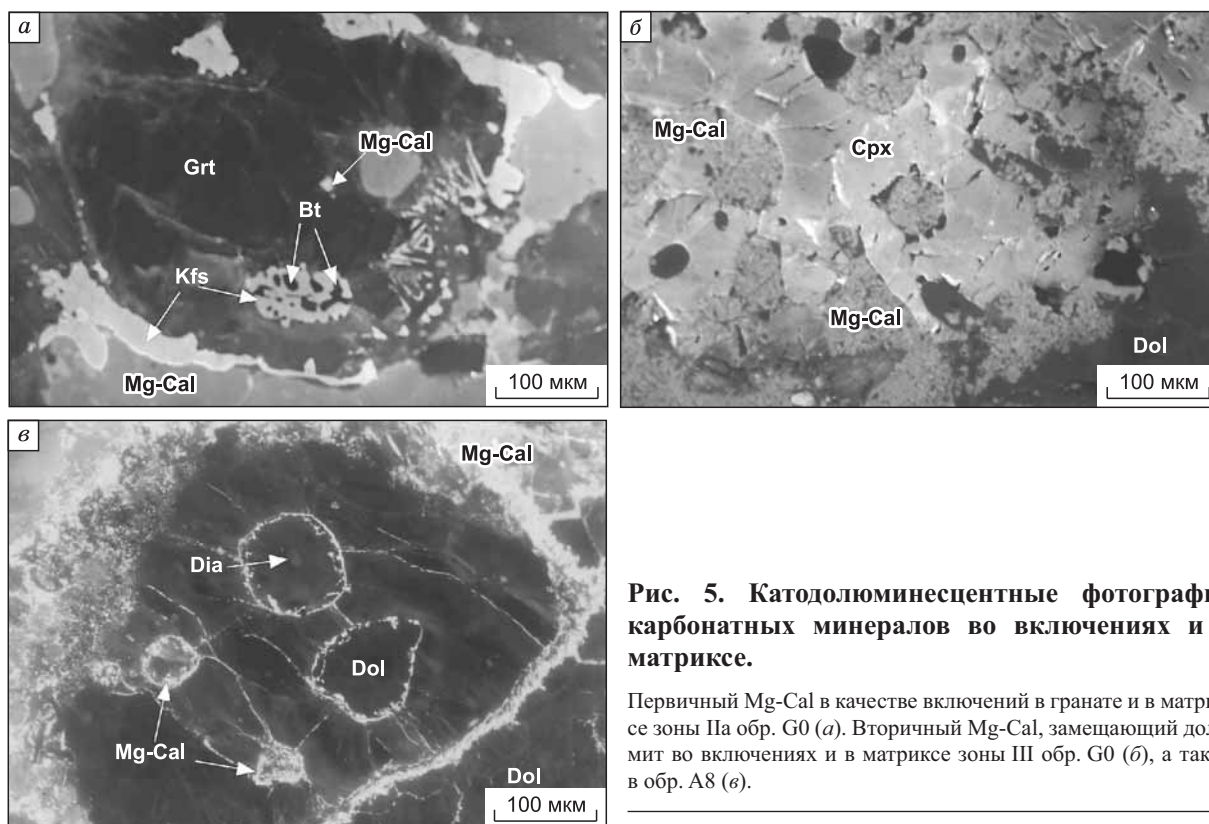
хранились раскристаллизованные расплавы не только во включениях, но и в матриксе. Вкрест контакта по изменению окраски выделяются четыре зоны (I—IV), минералогический и химический составы которых представлены в табл. 3 и 4 соответственно. Макроскопически границы между зонами очень отчетливы, тогда как при микроскопическом исследовании наблюдается постепенная смена одной зоны другой, но мощность этих зон перехода, как правило, невелика и не превосходит 5 мм. Образец Gak100 аналогичен зоне III обр. G0. Однако, в отличие от обр. A8, магнезиальный кальцит в обр. G0 (кроме III зоны) является первичным (рис. 5).



Зона I обр. G0 является алмазоносной гранат-клинопироксеновой породой с долей карбонатных минералов, не превышающей 10 %. Скопления алмазов в графитовых обо-

Рис. 4. Схема распределения шлифов (E1—E5, D1—D3, C1—C5, B5, A1—A5) и блоков (D1-1 — D1-3, D5-1, D5-2, B1-1 — B1-3, B2-1 — B2-3, B3-1 — B3-2, B4-1 — B4-3), используемых для химических анализов в обр. G0.

Зоны I—IV выделены разными оттенками серого (см. рис. 3).



**Рис. 5. Катодолюминесцентные фотографии карбонатных минералов во включениях и в матрице.**

Первичный Mg-Cal в качестве включений в гранате и в матрице зоны Па обр. G0 (а). Вторичный Mg-Cal, замещающий доломит во включениях и в матрице зоны III обр. G0 (б), а также в обр. A8 (в).

лочках фиксируются вдоль контакта между зернами граната и клинопироксена. Исследования изотопии азота и углерода подтвердили, что алмазы пород Кокчетавского массива имеют коровое происхождение [De Corte et al., 1998; Cartigny et al., 2001; Imamura et al., 2013; Shirey et al., 2013]. Гранаты в этой зоне встречаются в виде порфириобластов и реже атолловидных зерен. Ядра атолловидных гранатов сложены магнезиальным кальцитом, клинопироксеном или их агрегатом.

Зона II является гранат-клинопироксен-кальцитовой породой. Различное содержание алмазов, калиевого полевого шпата, биотита и крупных зерен граната и клинопироксена позволяет выделить две подзоны — Па и Пб. В зоне Па калиевый полевой шпат и биотит встречаются в виде линз (рис. 6), тогда как в зоне Пб они образуют связанную сеть прожилков, вероятнее всего, трассирующую пути миграции флюида или расплава (см. рис. 3).

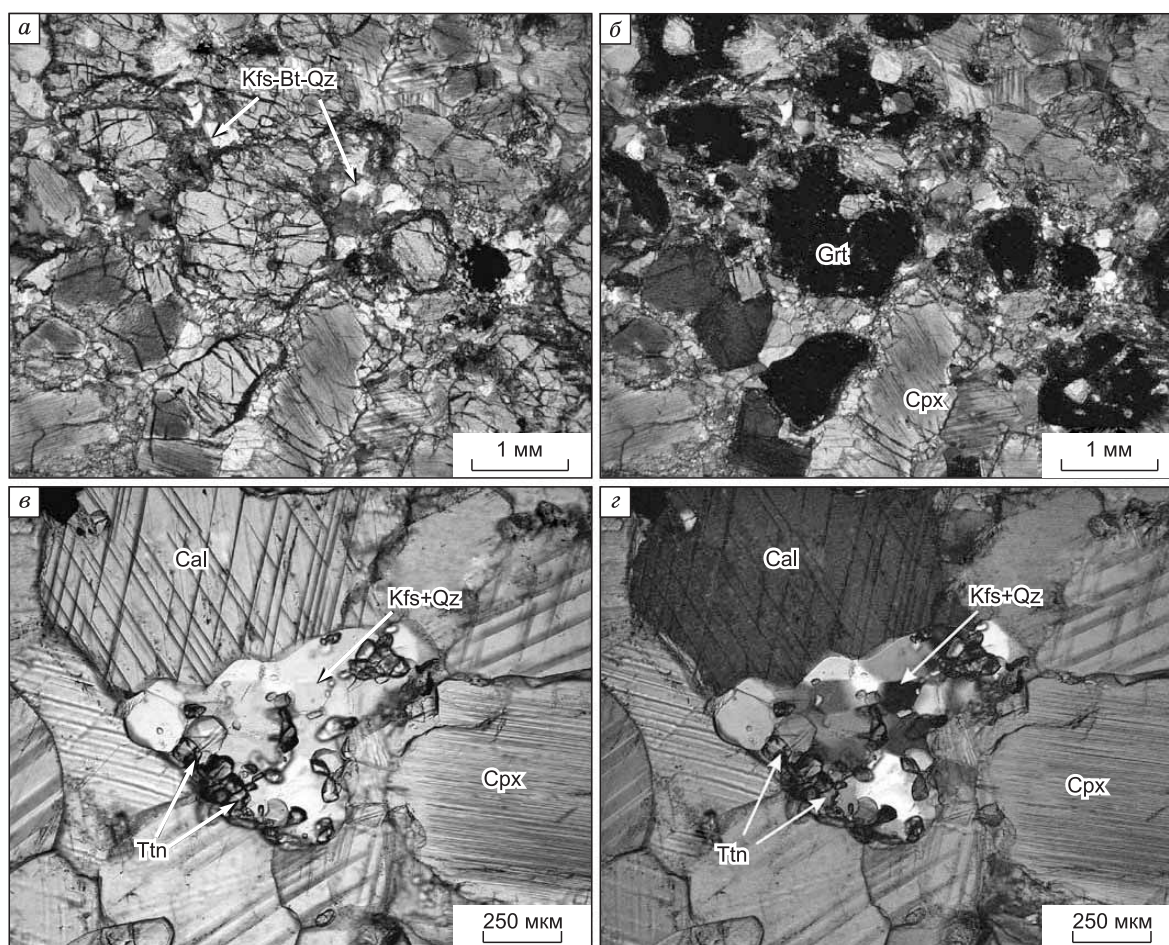
Зона Па состоит из граната (25—35 %), клинопироксена (30—50 %), магнезиального кальцита (15—30 %), биотита и калиевого полевого шпата до 5 % каждого. Алмазы встречаются в межзерновом пространстве и в виде включений в порфириобластах граната и калийсодержащего клинопироксена (рис. 7). Порфириобласты граната окружены каймой Czo-Cpx, Cpx-Kfs или Czo-Kfs симплектита переменной мощности, сформированной в ходе регрессивного этапа метаморфизма. Вероятнее всего, образование различных симплектитов в пределах одной зоны связано с различиями в валовом составе соседних доменов.

Модальный состав зоны Пб практически тот же, что и зоны Па, но размеры кристаллов граната и клинопироксена могут достигать первых сантиметров (см. рис. 3). Крупные порфириобласты граната (до 2 см в диаметре) содержат многочисленные включения магнезиального кальцита, K<sub>2</sub>O-содержащего клинопироксена, циркона, причем нередко доля включений может составлять более 50 об. % граната. Алмазы очень редко встречаются в таких крупных зернах граната. Но именно в этой зоне наиболее часто встречаются симплектитоподобные тонкие срастания калиевого полевого шпата и биотита.

Вокруг гранатов зоны Пб наблюдаются трехслойные «коронарные» структуры. Внутренняя, прилегающая к гранату, мономинеральная зона сложена калишпатом. Она, в свою очередь, отделяется мономинеральной алланитовой оболочкой от кальцита из матрикса. Следует отметить, что аналогичные структуры были установлены не только на контакте с карбонатами матрикса, но в ряде случаев и во включениях магнезиального кальцита в гранате (рис. 8). Пирротин был диагностирован в матриксе в ассоциации с алланитом, а также в качестве включений в алланите (см. рис. 8).

Доломитсодержащая зона III состоит из граната или шпинель-клинопироксенового (Spl-Cpx) симплектита (рис. 9), замещающего этот гранат (20—30 %), порфириобластов клинопироксена (20—





**Рис. 6. Следы высокобарических расплавов в карбонатном матриксе в обр. G0.**

*a, б* — Kfs-Bt-Qz обособления, представляющие собой продукты раскристаллизации высокобарических расплавов. *в, г* — увеличенный фрагмент одного из таких обособлений, сложенных кварцем и калиевым полевым шпатом. *a* и *в* — фотографии в проходящем свете, *б* и *г* — в скрещенных николях. Наличие этих же минеральных ассоциаций как в матриксе, так и в виде включений в порфиробластах граната и K-содержащего клинопироксена является одним из наиболее убедительных доказательств их магматогенного происхождения. Grt — гранат, Cpx — клинопироксен, Cal — кальцит, Kfs — калиевый полевой шпат, Ttn — титанит, Qz — кварц.

40 %), оливина или серпентиновых псевдоморфоз по оливину (< 5 %), клиногумита (< 1 %) и сульфидов (10—15 %) в доломитовом матриксе (40—60 %). Алмаз, графит, а также калийсодержащие фазы не диагностированы в этой зоне ни в виде включений, ни в матриксе. Зона изобилует сульфидной минерализацией, широко распространенной как в виде включений в высокобарических фазах (гранат, клинопироксен), так и в матриксе. Часты находки сульфидов, окруженных каймой из шпинель-клинопироксенового симплектита. Подобная ассоциация сульфидно-карбонатных включений с каймой из шпинель-клинопироксенового симплектита была зафиксирована в гранатах обр. Gak100 (рис. 10). Со стороны сульфидной части включения наблюдаются следы декрипитации в виде «сульфидных капель».

Применение катодолюминесцентной микроскопии позволило установить внутреннее строение кристаллов доломита и выделить несколько типов магнезиального кальцита. Доломит химически неоднороден: обладает более ярко-красной люминесценцией в центре кристалла и более темной — в краевой зоне, что связано с незначительным повышением содержания железа (см. рис. 1, *с* в статье [Korsakov et al., 2009]). Вдоль контакта с кальцитсодержащими зонами II и IV в магнезиальном кальците наблюдаются ламеллы доломита, свидетельствующие о существовании гомогенного твердого доломит-кальцитового раствора на одном из ранних этапов метаморфизма. Магнезиальный кальцит встречается как в виде мономинеральных включений во всех минералах этой зоны, так и в виде двухфазных каль-

Таблица 5. Составы гранатов образцов известково-силикатных пород (обр. G0, A8, Gak100)

Компонент	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	A8	A8	Gak100	Gak100
	I	I	IIa	IIa	IIb	IIb	III	III	IV	IV				
	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO <sub>2</sub> , мас. %	40.0	39.8	40.7	40.5	40.3	40.5	41.2	41.5	41.3	41.0	41.1	40.8	40.6	40.2
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.28	0.35	0.25	0.42	0.25	0.97	0.70	0.36	0.39	0.00	0.00	0.52	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.7	21.6	21.5	21.6	21.2	21.4	20.9	21.9	22.1	21.7	22.5	22.8	21.7	21.6
FeO	12.3	12.3	9.7	9.4	9.9	9.3	3.23	3.17	4.59	4.70	7.9	7.5	3.96	3.41
MnO	0.80	0.90	0.72	0.79	0.79	0.86	0.52	0.62	0.70	0.73	0.87	0.80	0.58	0.53
MgO	6.8	5.6	7.1	6.0	7.3	6.5	11.0	13.1	9.7	10.0	9.8	10.0	9.6	5.8
CaO	18.5	19.9	20.3	21.8	20.0	21.0	21.6	18.3	21.0	21.5	17.3	17.9	22.2	27.5
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.5	100.5	100.3	100.3	99.9	99.9	99.4	99.3	99.8	100.0	99.4	99.7	99.2	99.6
Si, ф. ед.	3.00	3.00	3.04	3.03	3.02	3.04	3.02	3.02	3.03	3.01	3.04	3.01	3.00	3.00
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03
Al	1.92	1.92	1.89	1.90	1.87	1.89	1.81	1.88	1.91	1.88	1.96	1.98	1.89	1.90
Fe <sup>2+</sup>	0.70	0.70	0.54	0.53	0.52	0.53	0.07	0.12	0.24	0.17	0.49	0.44	0.15	0.12
Fe <sup>3+</sup>	0.07	0.08	0.06	0.06	0.10	0.05	0.13	0.07	0.04	0.11	0.00	0.02	0.09	0.10
Mn	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03
Mg	0.76	0.63	0.79	0.67	0.82	0.73	1.20	1.41	1.06	1.09	1.08	1.10	1.05	0.65
Ca	1.49	1.61	1.62	1.75	1.61	1.69	1.70	1.43	1.65	1.69	1.37	1.41	1.76	2.20
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.02	8.02	8.00	8.01	8.02	8.00	8.02	8.01	8.00	8.03	7.98	8.00	8.02	8.02
Mg#	0.50	0.45	0.57	0.53	0.57	0.55	0.86	0.88	0.79	0.79	0.69	0.70	0.81	0.75

Примечание. I—IV — зоны.

Таблица 6. Составы клинопироксенов образцов известково-силикатных пород

Компонент	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	G0	A8	A8	Gak100	Gak100
	I	I	IIa	IIa	IIb	IIb	III	III	IV	IV				
	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г	с	г
SiO <sub>2</sub> , мас. %	53.9	53.3	54.5	54.1	54.7	54.2	55.5	54.5	55.3	55.1	55.7	55.4	54.5	54.9
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.03	0.08	0.01	0.06	0.10	0.19	0.03	0.02	0.00	0.00	0.09	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.70	2.11	1.31	2.05	1.28	1.65	0.32	1.24	0.83	1.35	0.76	1.08	0.33	0.30
FeO	3.63	3.96	2.38	2.64	2.54	2.56	0.56	0.62	1.09	0.88	1.94	2.03	0.52	0.48
MnO	0.07	0.08	0.04	0.02	0.07	0.08	0.06	0.09	0.04	0.04	0.00	0.00	0.06	0.05
MgO	14.7	14.6	16.0	15.4	16.0	15.5	17.9	17.5	17.2	17.1	17.4	16.8	17.6	17.8
CaO	24.1	24.1	24.3	24.9	24.7	24.5	25.2	25.2	25.2	25.0	24.4	23.9	25.5	25.4
Na <sub>2</sub> O	0.71	0.75	0.44	0.36	0.34	0.39	0.05	0.09	0.18	0.16	0.00	0.00	0.04	0.04
K <sub>2</sub> O	0.30	0.07	0.07	0.01	0.06	0.10	0.02	0.01	0.23	0.39	0.42	0.58	0.01	0.02
Сумма	99.0	99.0	99.0	99.6	99.7	99.1	99.7	99.4	100.1	100.1	100.6	99.8	98.7	99.0
Si, ф. ед.	1.99	1.95	2.00	1.98	2.00	1.99	2.01	1.98	2.00	1.99	2.01	2.01	2.00	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.07	0.09	0.06	0.09	0.06	0.07	0.01	0.05	0.04	0.06	0.03	0.05	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.10	0.06	0.07	0.08	0.08	0.08	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.06	0.01	0.01
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.81	0.80	0.87	0.84	0.87	0.85	0.97	0.95	0.92	0.92	0.93	0.91	0.97	0.97
Ca	0.95	0.95	0.95	0.98	0.97	0.96	0.98	0.98	0.98	0.97	0.94	0.93	0.99	0.99
Na	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00
Сумма	4.00	3.97	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	3.98	3.99	3.99
Mg#	0.88	0.87	0.92	0.91	0.92	0.92	0.98	0.98	0.97	0.97	0.94	0.94	0.99	0.99

Таблица 7. Составы расплавов (мас. %), реконструированные на основе изучения полифазных включений в породообразующих минералах в данной работе, а также составы калийсодержащих клинопироксенов в соответствующих образцах

Оксид	Валовой состав полифазных включений									
	Gak103	$\sigma$ ( $n = 31$ )	Let1	$\sigma$ ( $n = 65$ )	K98-4	$\sigma$ ( $n = 94$ )	Gak150	$\sigma$ ( $n = 75$ )	A8	$\sigma$ ( $n = 60$ )
SiO <sub>2</sub>	64.1	18.5	65.0	15.9	58.3	7.10	61.6	21.5	18.1	17.2
TiO <sub>2</sub>	0.57	1.25	0.00	0.00	0.15	0.28	0.98	0.56	0.01	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.8	6.9	8.1	4.70	15.7	5.9	14.2	5.5	0.72	2.05
FeO	6.6	10.0	4.40	3.94	0.01	2.24	9.0	12.8	1.03	1.32
MnO	0.15	0.26	0.12	0.24	2.14	0.06	0.25	0.15	0.05	0.13
MgO	1.20	2.32	3.75	4.40	5.6	5.9	4.00	4.46	7.5	7.4
CaO	3.64	4.23	11.5	13.7	6.5	6.4	1.61	2.05	40.6	14.3
Na <sub>2</sub> O	1.98	2.34	0.40	0.4	0.85	2.67	0.24	0.11	0.02	0.09
K <sub>2</sub> O	4.05	4.56	5.4	4.29	9.5	4.53	11.5	5.9	0.14	0.38
Сумма	98.5	—	98.8	—	98.8	—	97.2	—	68.1	—
	Состав клинопироксенов-включений									
	Gak103		Let 1		K98-4		Gak150		A8	
SiO <sub>2</sub>	52.3		53.0		54.3		51.8		55.6	
TiO <sub>2</sub>	0.16		0.03		0.00		0.00		0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.08		0.59		0.91		1.45		1.59	
FeO	12.4		9.6		4.70		15		1.67	
MnO	0.10		0.38		0.26		0.4		0.00	
MgO	10.0		12.3		15.0		7.8		17.1	
CaO	20.7		24.2		24.4		21.3		23.6	
Na <sub>2</sub> O	1.60		0.08		0.00		0.00		0.00	
K <sub>2</sub> O	0.02		0.28		0.84		1.19		0.75	
Сумма	100.4		100.5		100.4		99.1		100.3	

Примечание.  $\sigma$  — стандартное отклонение,  $n$  — количество проанализированных включений.

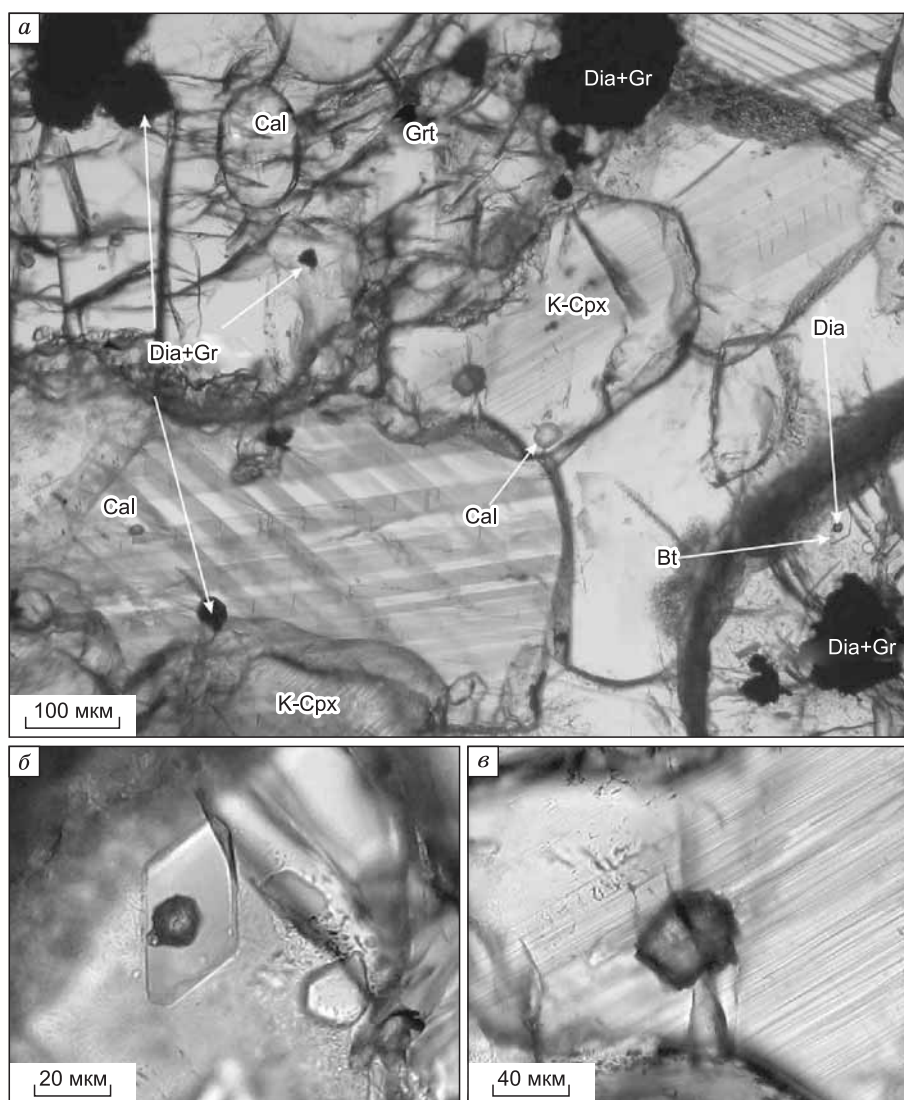
цит-доломитовых включений, но реакционные взаимодействия в этом случае между фазами отсутствуют. Вместе с тем в ряде случаев установлено замещение доломита более поздним кальцитом, который характеризуется светло-желтой люминесценцией. Эти реакционные текстуры встречаются как в матриксе, так и во включениях в клинопироксене и гранате. Сходная зональность ранее была установлена в работе [Schertl et al., 2004].

Зона IV состоит из граната (5—15 %), клинопироксена (10—20 %), магнезиального кальцита (45—70 %), биотита, калиевого полевого шпата — до 5 % каждого. Алмазы диагностированы исключительно в виде включений в гранате или клинопироксене. Также установлены многофазные симплектитоподобные сростки калиевого полевого шпата и биотита в виде включений в гранате и клинопироксене.

Составы гранатов и клинопироксенов доломитовых мраморов (обр. G0, A8, Gak100) приведены в табл. 5 и 6. Магнезиальность гранатов образцов G0, A8, Gak100 значительно превышает магнезиальность гранат-клинопироксеновых пород. Даже в пределах одного образца она варьирует от 0.45 до 0.88. Содержание Fe<sup>3+</sup> в них не превышает 0.13 ф.е. В гранатах и клинопироксенах обр. G0 наблюдается рост концентраций Ca и Mg, а также снижение концентраций Fe<sup>2+</sup> от I к III зоне (см. табл. 5, 6). Содержание калия в клинопироксенах-включениях доломитовых мраморов достигает 0.75 мас. % (табл. 7).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ «РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ»

В предыдущих исследованиях ультравысокотемпературных пород Кокчетавского массива огромное внимание уделялось твердофазным включениям в аксессуарных минералах [Соболев и др., 1991; Вави-



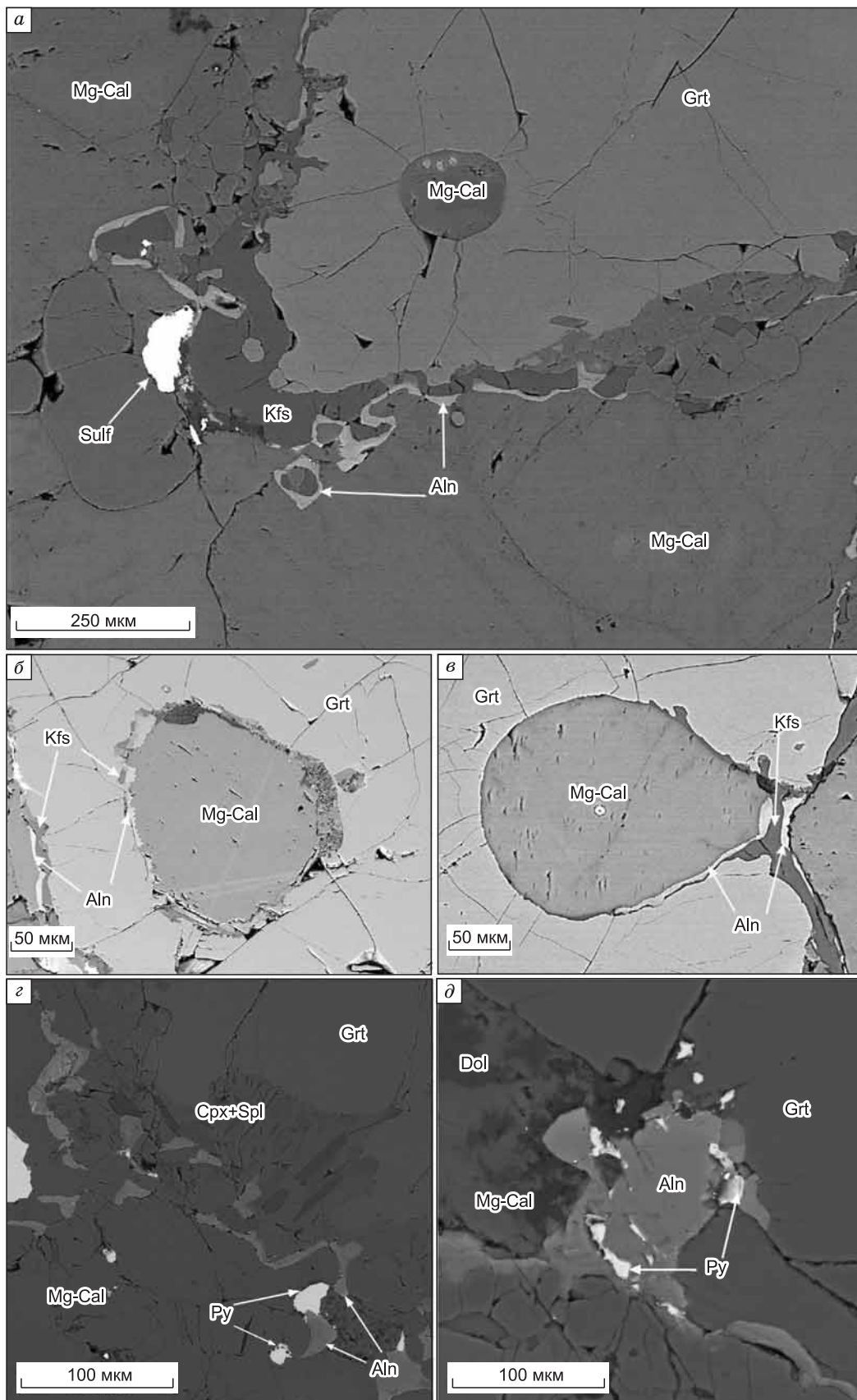
**Рис. 7.** Кристаллы алмаза с графитовой «рубашкой» (Dia + Gr) и без нее (а), идентифицированные в виде включений в порфиробластах граната (б) и  $K_2O$ -содержащего клинопироксена (в), а также межзерновом пространстве обр. G0.

лов и др., 1991; Соболев и др., 1994; Shatsky et al., 1995; Корсаков и др., 1998; Korsakov et al., 2002; Katayama et al., 2002; Ogasawara et al., 2002]. В данной работе были исследованы полифазные включения в породообразующих минералах, интерпретируемые как включения минералообразующих сред.

Первичные включения минералообразующей среды, приуроченные к центральным частям порфиробластов граната и калийсодержащего клинопироксена, стремятся к форме «отрицательного кристалла» минерала-хозяина. В этих зонах наблюдается сосуществование флюидных и полифазных твердофазных включений преимущественно силикатного состава, а также твердофазных включений карбонатного состава.

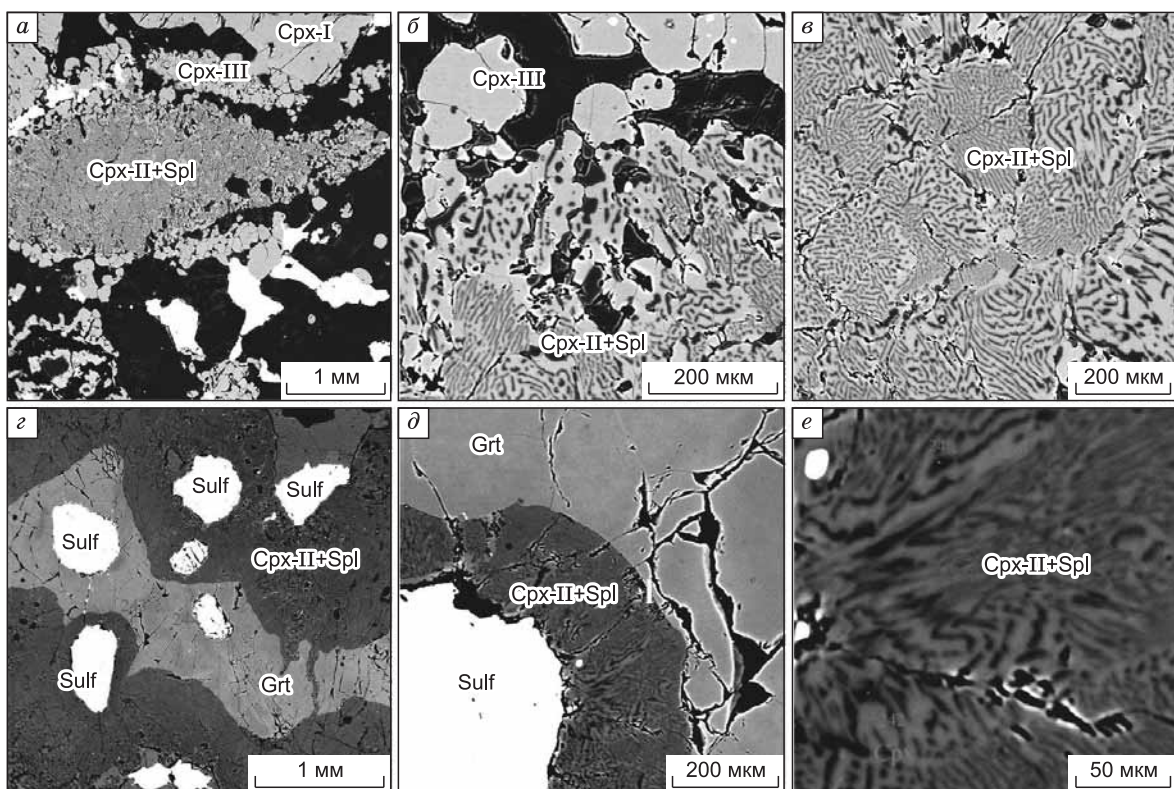
Стоит отметить, что единичные включения карбонатного состава (одно-два карбонатных включения на 100 силикатных включений) фиксировались лишь в порфиробластах клинопироксена в породах с высокой составляющей карбонатных минералов (10—20 об. %). В обр. Let1 карбонатные включения сосуществуют в одной ростовой зоне клинопироксена с полифазными включениями, среди фаз которых фиксируется калиевый кимрит — высокobarическая полиморфная модификация  $KAlSi_3O_8 \cdot H_2O$  (рис. 11).

Для оценки состава расплава полифазные включения были проанализированы расфокусированным пучком сканирующего электронного микроскопа (при этом площадь включения приблизительно равняется площади, с которой считывается спектр). Затем полученные анализы усреднялись. Изучение



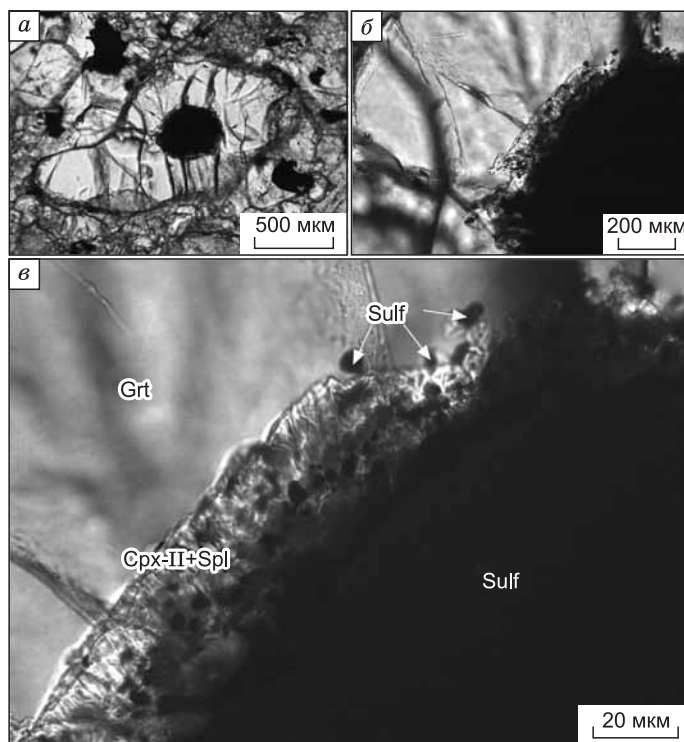
**Рис. 8.** Алланит-калишпатовая «корона», отделяющая гранат от кальцита как в матрице (а), так и во включении (б, в) в обр. G0.

Взаимоотношения алланита (Aln) и пирротина (Py) в обр. Gak100 (з, д).



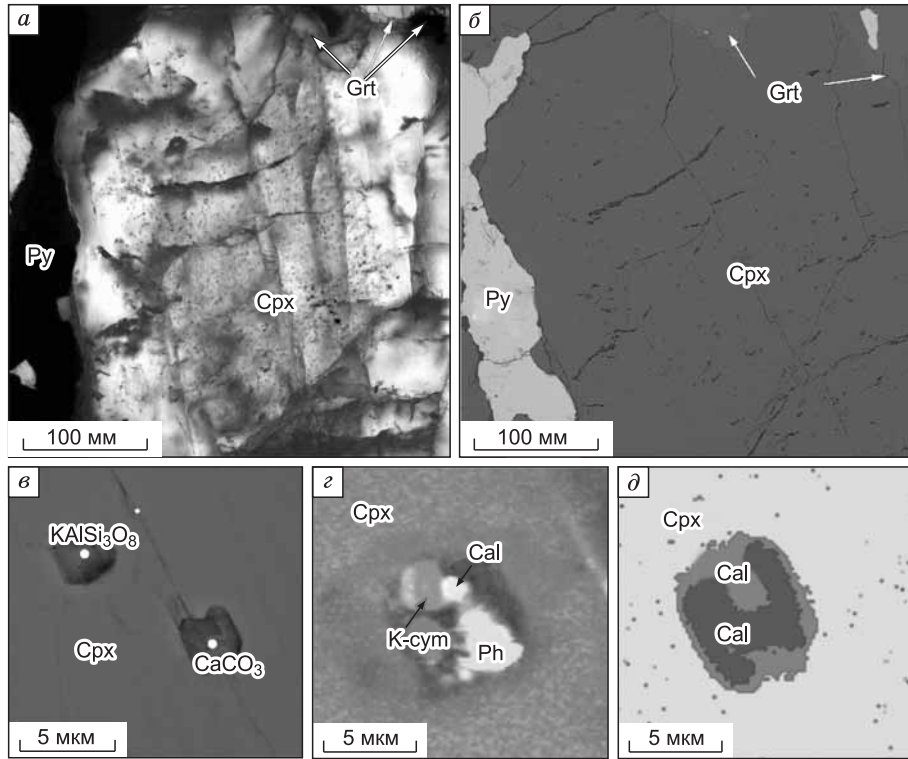
**Рис. 9. Особенности строения клинопироксен-шпинелевых симплектитов, замещающих гранат в Dol-прослое (обр. G0).**

Следует отметить, что находки сульфидных включений в реликтах граната и замещающем гранат шпинель-клинопироксеновом симплектите свидетельствует о высокобарическом происхождении части сульфидов (Sulf).



**Рис. 10. Фотография включения сульфидов в гранате, окруженного шпинель-клинопироксеновым симплектитом.**

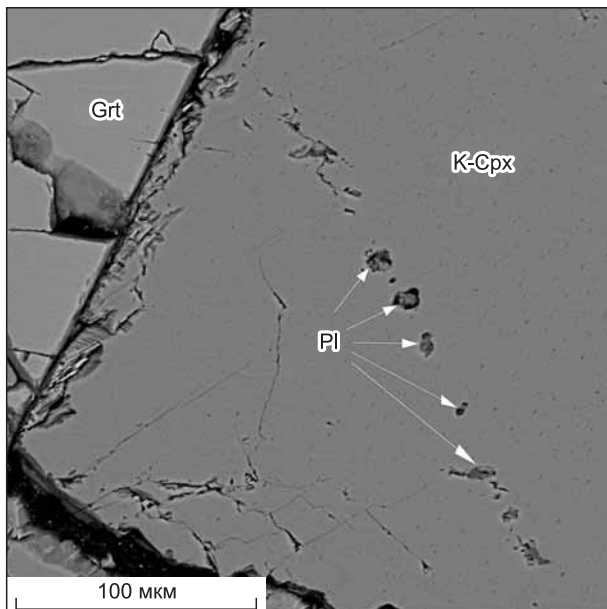
Радиальные трещины с каплями сульфида могут рассматриваться как результат декрипитации сульфидного расплава, захваченного гранатом (обр. G0).



**Рис. 11. Сосуществование карбонатных и силикатных включений в одной ростовой зоне порфиробласта калиевого клинопироксена.**

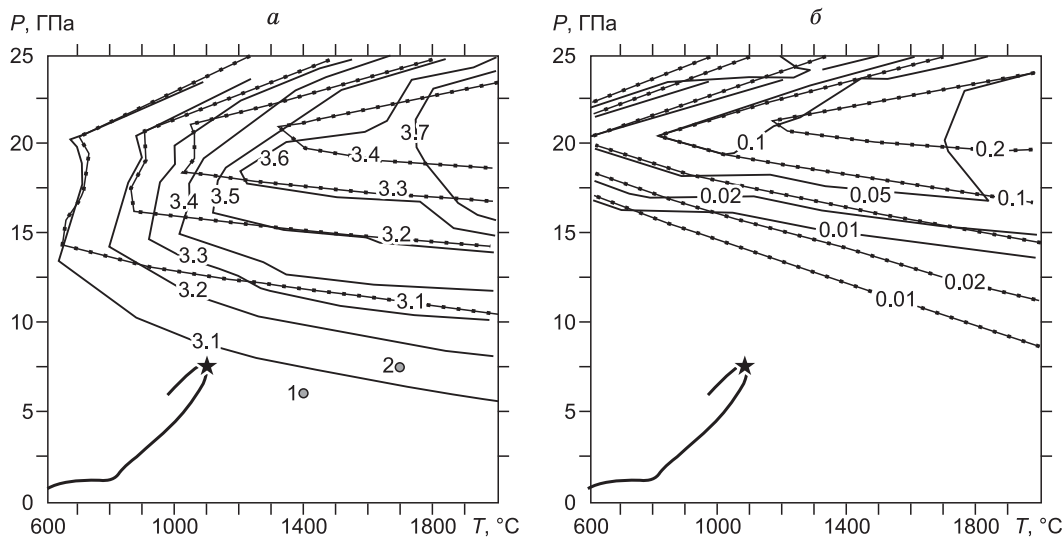
Порфиробласт клинопироксена *а* — в проходящем свете, *б* — в обратнорассеянных электронах; *в* — сосуществующие в одной зоне роста клинопироксена включения силикатного и карбонатитового расплава; *з*, *д* — КР-карты включений силикатного и карбонатитового расплава соответственно. К-сум — калиевый кимрит.

распределения первичных полифазных включений в порфиробластах породообразующих минералов карбонатно-силикатных пород показало отсутствие каких-либо закономерностей в распределении этих типов включений [Mikhno, Korsakov, 2013]. Следовательно, составы расплавов не претерпевали значительных изменений по мере роста гранатов и клинопироксенов. Однако составы расплава, реконструированные для разных образцов гранат-клинопироксеновых пород, сильно различаются между собой, в особенности по содержанию  $K_2O$  и  $CaO$  (табл. 7). Более того, наблюдается корреляция содержания калия в расплаве с содержанием калия во включениях К-Срх в гранате, что хорошо согласуется с экспериментальными данными [Perchuk et al., 2002; Сафонов и др., 2005]. В образцах, в которых силикатные полифазные включения сосуществуют с карбонатными, состав силикатного расплава характеризуется высокой составляющей  $CaO$  (9—11 мас. %), тогда как в образцах, в которых карбонатные включения отсутствуют, количество  $CaO$  в силикатном расплаве не превышает 4 мас. %.



**Рис. 12. Фотография в обратнорассеянных электронах вторичных полифазных включений в клинопироксене.**

Эти включения трассируют залеченные трещины (обр. А8). PI — полифазные включения, К-Срх — калиевый клинопироксен.



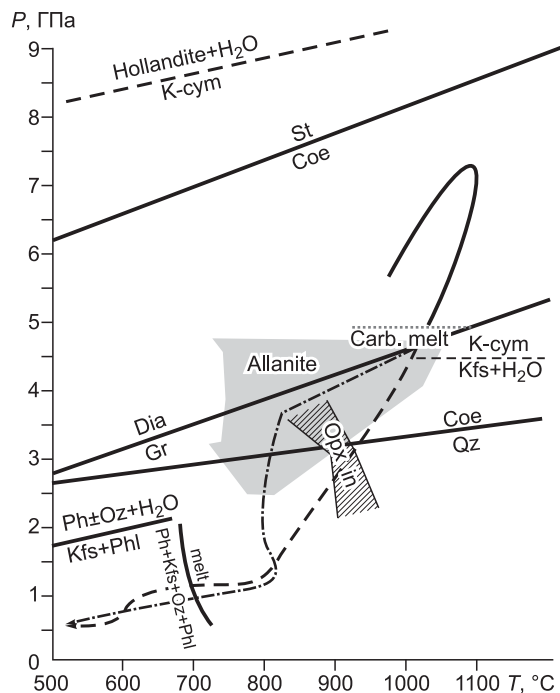
**Рис. 13.** Сопоставление  $P$ - $T$ -параметров образования карбонатно-силикатных пород с данными о майджоритовых гранатах в различных системах.

Жирной линией обозначен  $P$ - $T$ -путь для блока Кумдыколь [Mikhno, Korsakov, 2013], нанесенный на диаграммы с изоплетами для а) Si и б) Na в майджоритовых гранатах, характерных для перидотитовых (сплошная линия) и эклогитовых (линия с точками) парагенезисов [Collerson et al., 2010]. Точки 1 и 2 соответствуют  $P$ - $T$ -параметрам экспериментов [Shatsky et al., 2005].

Наряду с первичными включениями в образцах присутствуют вторичные включения. В обр. А8 фиксируются полифазные включения по залеченным трещинам в калиевом клинопироксене — включения в гранате. В зонах залеченных трещин не наблюдается изменения состава и, в частности, снижения содержания  $K_2O$ , что свидетельствует об ультравысокобарической природе трещин с вторичными полифазными включениями. Формы этих включений стремятся к «отрицательному» кристаллу минерала-хозяина (рис. 12). Кальцит, лёллингит,  $\alpha$ -кристобалит и калиевый полевой шпат были идентифицированы в качестве фаз вторичных полифазных включений. Преобладающим минералом большинства включений является кальцит, однако единичные включения сложены калиевым полевым шпатом и кристобалитом. Валовой состав вторичных включений в клинопироксене является преимущественно карбонатитовым и резко отличается от состава расплава, реконструированного на основе первичных включений (см. табл. 7).

**Рис. 14.**  $P$ - $T$ -путь для блока Кумдыколь:

сплошная черная линия — по данным [Mikhno, Korsakov, 2013], штриховая черная линия — по данным [Hermann et al., 2001], штрих-пунктирная линия — по данным [Dobretsov, Shatsky, 2004], пунктирная линия — линия появления карбонатитового расплава. Серым обозначено поле стабильности алланита по данным [Hermann, 2002]. Переход графит/алмаз — [Chatterjee, 1991] и кварц/коэзит — [Bohlen, Boettcher, 1982], переход коэзит/стишовит [Liu et al., 1996], линия разложения калиевого кимрита  $K\text{-cym} = H_2O + \text{Hollandite}$  — [Yong et al., 2006],  $K\text{-cym} = Kfs + H_2O$  — [Davies, Harlow, 2002],  $Ph + Kfs + Qz + Phl = \text{melt}$  — [Chatterjee, 1991],  $Kfs + Phl = Ph \pm Qz + H_2O$  — [Massonne, 1992], поле стабильности ортопироксена — [Hermann, Green, 2001b],  $Kfs$  — калиевый полевой шпат,  $Phl$  — флогопит,  $Ph$  — фенгит,  $\text{melt}$  — расплав,  $St$  — стишовит,  $Coe$  — коэзит,  $Qz$  — кварц,  $Grt$  — гранат,  $K\text{-cym}$  — калиевый кимрит,  $H_2O$  — жидкая вода,  $Allanite$  — алланит,  $\text{carb. melt}$  — карбонатитовый расплав.





## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

**Расплавы, сосуществующие на различных этапах метаморфизма.** На сегодняшний день существует большое количество несогласующихся между собой данных о расплавах/флюидах, существовавших на высокобарическом этапе в породах Кокчетавского массива [Korsakov, Hermann, 2006; Hwang et al., 2006; Frezzotti, Ferrando, 2007; Dobrzhinetskaya, 2012; Mikhno, Korsakov, 2013], что свидетельствует не столько о высокой гетерогенности минералообразующей среды в метаморфических породах при сверхвысоких давлениях (см. табл. 7), сколько о недостаточности экспериментальных данных по фазовым состояниям систем различного состава. Авторы [Korsakov, Hermann, 2006] показали, что полифазные включения силикатного состава, а также сосуществующие с ними включения карбонатного состава в карбонатно-силикатных породах являются включениями раскристаллизованного расплава. В работе В. С. Шацкого и др. [2006а] полифазные включения карбонатных минералов также интерпретировались как раскристаллизованный расплав. Экспериментальные исследования А.Л. Перчука и др. [2009] подтвердили предположение [Korsakov, Hermann, 2006], а также продемонстрировали, что минералы полифазных включений нестабильны в условиях пика метаморфизма кокчетавских пород и полифазные включения являются расплавленными.

Находки включений силикатного и карбонатитового состава, а также флюидных включений в одной ростовой зоне клинопироксена указывают на то, что в условиях, близких к пику метаморфизма, в карбонатно-силикатных средах сосуществовали флюид, силикатный и карбонатитовый расплавы. Присутствие лёллингита в минеральной ассоциации полифазных включений силикатного расплава может объясняться наличием в минералообразующей среде некоторой сульфидно-арсенидной составляющей. В то же время, согласно экспериментальным исследованиям [Литвин и др., 2005], в области высоких давлений наблюдается несмесимость силикатного и сульфидного расплава.

Составы силикатных расплавов, реконструированные для разных образцов карбонатно-силикатных пород, сильно варьируют по содержанию калия и кальция (см. табл. 7). При этом не отмечается корреляции между содержанием калия и кальция в этих расплавах. Вариации по содержанию калия объясняются несколькими этапами плавления метапелитов, сегрегации и миграции расплава в карбонатные прослойки [Stepanov et al., 2014]. Первые выплавки могли быть обогащены К и способствовать формированию карбонатно-силикатных пород с К-Срх. Вариации содержания кальция в составе силикатного расплава и наличие/отсутствие включений карбонатитового расплава объясняются различным вкладом карбонатной составляющей и гранитного расплава. Сосуществование включений силикатного расплава с карбонатитовым расплавом свидетельствуют о том, что карбонатитовый и силикатный расплавы имеют поле несмесимости в области давлений порядка 4.5—7 ГПа и температур 950—1100 °С (рис. 14). Согласно нашим оценкам, в карбонатитовом расплаве может быть растворено порядка 18 % кремнезема, а содержание  $\text{CaCO}_3$  в сосуществующем силикатном расплаве может достигать 4.5 об. %, однако вопрос о полной смесимости карбонатитового и силикатного расплавов в этих породах остается открытым.

Согласно экспериментальным данным, плавление в системе  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$  в диапазоне давлений 3—6 ГПа возможно при температурах не ниже 1250 °С [Irving, Wyllie, 1975; Vuob et al., 2006], тогда как температура пика метаморфизма для Кокчетавского массива не превышала 1100 °С. В связи с этим плавление карбонатов, вероятно, было инициировано внедрением водонасыщенного гранитного расплава.

Образование карбонатитового расплава в породах Кокчетавского массива может быть описано двумя моделями. Первая модель образования карбонатитового расплава предполагает ликвацию богатого  $\text{CO}_2$  силикатного расплава. Кристаллизация порообразующих минералов приводит к повышению концентрации  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$  в расплаве, вследствие чего избыток этих оксидов формирует карбонатитовый расплав. Однако, если мы предполагаем, что из силикатного расплава кристаллизуются гранат и клинопироксен, то количество  $\text{CaO}$  в расплаве должно падать. В таком случае ликвация маловероятна.

Согласно второй модели, описанной в работе [Korsakov, Hermann, 2006], образование карбонатитового расплава происходит в результате реакции гранитного расплава с карбонатными прослойками (доломит + водонасыщенный гранитный расплав = гранат + клинопироксен + карбонатитовый расплав ± алмаз ± остаточный силикатный расплав). В этом случае появление карбонатитового расплава могло быть вызвано наличием в системе свободной флюидной фазы, что подтверждается недавними экспериментальными исследованиями [Thomsen, Schmidt, 2008; Poli, 2012]. Также плавление карбонатов могло быть вызвано миграцией калия из гранитного расплава в карбонаты с последующим понижением температуры солидуса карбонатных пород [Cooper et al., 1975; Litasov et al., 2013].

Состав расплава, реконструированный по вторичным включениям в трещине, является в большей степени карбонатитовым, чем силикатным. Однако для кристаллизации калиевого клинопироксена в зоне залеченной трещины необходимо наличие высококалийного расплава. В связи с этим мы предполагаем, что калиевый клинопироксен кристаллизовался в присутствии карбонатитового, силикатного и, возможно, арсенидно-сульфидного расплава. По мере кристаллизации клинопироксена в трещине количество силикатного расплава уменьшалось, а доля карбонатитового возрастала, соответственно, поли-

фазные включения, найденные в зоне трещины, наиболее вероятно представляли собой несмешивающиеся силикатный и карбонатитовый расплавы.

Вместе с тем практически невозможно получить корректную оценку степени плавления карбонатов, так же как и масштабы миграции карбонатных расплавов, по причине того, что количественные соотношения карбонатных и силикатных включений могут не отражать соотношения карбонатитового и силикатного расплавов. Более того, часть карбонатов, находящихся в интерстициях между гранатом и клинопироксеном, могла кристаллизоваться из карбонатитового расплава, тогда как другая часть оставалась твердой фазой в равновесии с расплавом.

Сульфиды карбонатно-силикатных пород ранее рассматривались как результат наложенных вторичных процессов [Лаврова и др., 1999], однако в работе [Hwang et al., 2003] были описаны флюидные включения в алмазе, содержащие сульфиды в качестве дочерних минералов. Дж. Херманн [Hermann et al., 2006] предполагал наличие сульфидных расплавов в карбонатно-силикатных породах, основываясь на находках включений сульфидов в гранатах, которые интерпретировались как декрипитированные включения сульфидного расплава. Согласно Х. Шертлу с соавторами, богатые сульфидами породы, как правило, лишены алмазов [Schertl et al., 2004], что свидетельствует о возможном влиянии сульфидов на кристаллизацию алмазов. Находки сульфидов в доломитсодержащей зоне III обр. G0, окруженных каймой из клинопироксен-шпинелевого симплектита, свидетельствуют о том, что сульфиды существовали в условиях гранулитовой фации при давлениях выше 1.8 ГПа и температурах порядка 900 °С [Соболев и др., 2006]. Находки пирротина в качестве включений в алланите позволяют утверждать, что сульфиды имеют ультравысокобарическую природу и существовали при давлениях порядка > 3 ГПа (рис. 14). Таким образом, по крайней мере часть сульфидов является высокобарическими или даже ультравысокобарическими фазами, но вопрос о их агрегатном состоянии на пике метаморфизма остается открытым и требует дальнейшего изучения.

**Оценка *PT*-параметров пика метаморфизма и их роль для стабильности расплавов и майджоритового граната.** А.В. Корсаков и Дж. Херманн [Korsakov, Hermann, 2006], а также Шацкий и др. [2006а] оценивают условия пика метаморфизма Кумдыкольского блока в  $T = 1000$  °С,  $P = 4\text{—}6$  ГПа. В то же время существует большое количество работ с более высокими оценками [Okamoto et al., 2000; Zhu, Ogasawara, 2002; Massonne, 2003; Dobrzhinetskaya et al., 2006; Mikhno, Korsakov, 2013]. Находки ламелл коэсита в сфене указывают на то, что давление превышало 6 ГПа [Ogasawara et al., 2002]. Авторы [Zhu, Ogasawara, 2002] предполагали давления порядка 7.85 ГПа, однако их оценки оказались завышенными [Hermann, 2003]. В работе [Mikhno, Korsakov, 2013] пик метаморфизма был оценен в 6—7 ГПа и 1000 °С, а также была выявлена заключающая стадия прогрессивного тренда метаморфизма. В работе [Shatsky et al., 2005] отмечалось, что давления пика метаморфизма в кокчетавских породах не должны были превышать 5 ГПа. Данное предположение было основано на экспериментальных исследованиях, в ходе которых гранат с майджоритовым компонентом в карбонатно-силикатных породах Кокчетавского массива был получен при 5.7 ГПа и 1420 °С (см. рис. 13).

Майджоритовый компонент в гранате наблюдался в экспериментах, проводившихся в диапазоне температур от 900 до 2350 °С и давлений от 5.6 до 26 ГПа. Несмотря на то, что предполагаемые условия пика метаморфизма пород Кокчетавского массива находятся в указанном диапазоне температур и давлений, майджоритовый гранат не был достоверно идентифицирован в этих породах. В работе [Zhu, Ogasawara, 2002] приводились данные о находках граната с майджоритовым миналом (3.02—3.04 ф.е. кремния) в карбонатно-силикатных породах Кокчетавского массива. Однако избыток кремния в гранате не превышал предела обнаружения рентгеноспектрального анализа, поэтому присутствие майджоритового минала в гранатах карбонатно-силикатных пород до сих пор является дискуссионным [Hermann, 2003]. В последнее время появляется все больше экспериментов, в ходе которых наблюдается гранат с майджоритовым компонентом при *PT*-параметрах, приближающихся к пику метаморфизма кокчетавских пород. Например, в работе А. Энггист с соавторами удалось синтезировать гранат [Enggist et al., 2012] с содержанием кремния 3.13 ф.е. при 6 ГПа и 1250 °С. В работе [Баталева и др., 2015] майджоритовый гранат (3.10 ф.е. кремния) был получен в богатой железом системе при 1150 °С и  $P = 6.3$  ГПа. Соответственно, отсутствие майджоритового минала в гранате может объясняться несколькими причинами: 1) давления пика метаморфизма не превышали 5.6 ГПа [Shatsky et al., 2005]; 2) температуры пика метаморфизма были недостаточно высоки. Образование майджоритового минала при температурах порядка 1000—1100 °С происходит при давлении > 8 ГПа (см. рис. 13); 3) особенности состава системы, а именно, обедненность карбонатно-силикатных пород Na и SiO<sub>2</sub>.

Алланит является аксессуарным минералом гранат-клинопироксеновых пород, концентрирующим редкие земли на уровне массовых процентов. Стабильность алланита является функцией содержания РЗЭ в породе и температуры. При высоких давлениях (> 4 ГПа) поле стабильности алланита в метапелитовой системе ограничено реакцией  $Ph + Coe + Crx = Grt + Ku + m$  при > 900 °С [Hermann, 2002] и приведено на рис. 14. *PT*-параметры пика метаморфизма для алмазоносных пород Кокчетавского массива

ва (1000—1100 °С и 6—7 ГПа) соответствует области стабильности ассоциации Grt + Ky + m. Частичное плавление метаосадков при степени плавления > 10 % приводит к полному растворению алланита в расплаве [Hermann, 2002; Thomsen, Schmidt, 2008]. Находки алланита во включениях карбонатитового расплава (см. рис. 8), а также в коронарных структурах свидетельствуют о том, что этот расплав был значительно обогащен редкоземельными элементами.

Находки калиевого кимрита, стабильного при давлениях выше 4.5 ГПа в области температур 900—1050 °С [Harlow, Davies, 2004], в одной ростовой зоне клинопироксена с включениями карбонатитового расплава свидетельствуют о том, что карбонатитовый расплав был захвачен при давлениях выше 4.5 ГПа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами исследования позволили установить, что в метаморфических породах сверхвысоких давлений на различных этапах метаморфизма присутствовали карбонатитовые, силикатные и сульфидные расплавы, которые сосуществовали с преимущественно водной флюидной фазой. Существование первичных карбонатных и силикатных включений в одной ростовой зоне порфириобласта клинопироксена свидетельствует о несмесимости карбонатитового и силикатного расплава в области давлений 4.5—7.0 ГПа и температур порядка 900—1100 °С. При этом в карбонатитовом расплаве может растворяться до 18 мас. % SiO<sub>2</sub>, а в силикатном расплаве до 4.5 об. % CaCO<sub>3</sub>. Наиболее вероятно, что плавление карбонатов было вызвано миграцией в систему флюида и/или щелочей.

Авторы благодарны академику РАН Л.Н. Добрецову и академику РАН Н.В. Соболеву, а также чл.-кор. РАН В.С. Шацкому за обсуждение проблем и критические замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 14-05-31465-мол-а, 13-05-00367-а) и Фонда Президента РФ МД-1260.2013.5.

## ЛИТЕРАТУРА

**Баталева Ю.В., Пальянов Ю.Н., Сокол А.Г., Борздов Ю.М., Баюков О.А.** Роль пород, содержащих самородное железо, в образовании железистых карбонатно-силикатных расплавов: экспериментальное моделирование при *P-T* параметрах литосферной мантии // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 188—203.

**Вавилов М.А., Соболев Н.В., Шацкий В.С.** Слюды алмазосодержащих метаморфических пород Северного Казахстана // Доклады Академии наук СССР, 1991, т. 319, с. 466—470.

**Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В.** Фации метаморфизма. М., Недра, 1974, 432 с.

**Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.** Структура и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1645—1666.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А.** Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Складчиков Е.В.** Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

**Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.** Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (1—2), с. 21—55.

**Корсаков А.В., Шацкий В.С., Соболев Н.В.** Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива // ДАН, 1998, т. 360, с. 77—81.

**Корсаков А.В., Тениссен К., Козьменко О.А., Овчинников Ю.И.** Реакционные структуры в клинозоизитовых гнейсах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 499—512.

**Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А.** Новый генетический тип алмазных месторождений. М., Научный мир, 1999, 228 с.

**Литвин Ю.А., Курат Г., Добоши Г.** Экспериментальные исследования формирования алмазита в карбонатно-силикатных расплавах: модельное приближение к природным процессам // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1304—1317.

**Михно А.О., Корсаков А.В.** Прогрессивная зональность по K<sub>2</sub>O в клинопироксене ультравысокобарических гранат-клинопироксеновых пород месторождения Кумды-Коль (Кокчетавский массив, Северный Казахстан) // ДАН, 2012, т. 447, с. 552—556.

- Перчук Л.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Япаскурт В.О.** Реликты калиевых пироксенов из безалмазных гранат-пироксеновых пород Кокчетавского массива // ДАН, 1996, т. 348, с. 790—795.
- Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Подлесский С.К.** Условия формирования и динамика подъема эклогитов Кокчетавского массива (район горы Сулу-Тюбе) // Геохимия, 1998, т. 10, с. 979—988.
- Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскурт В.О., Сафонов О.Г.** Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1487—1505.
- Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А.** Равновесие калийсодержащего клинопироксена с расплавом как модель для барометрии глубинных ассоциаций // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1318—1334.
- Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г.** Включения в алмазе из алмазоносного эклогита // Докл. Академии наук СССР, 1972, т. 207, с. 164—167.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горайнов С.В.** Включение коэсита в цирконе алмазосодержащих гнейсов Кокчетавского массива — первая находка коэсита в метаморфических породах на территории СССР // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, с. 184—188.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Вавилов М.А., Горайнов С.В.** Циркон высокобарических метаморфических пород складчатых областей как уникальный контейнер включений алмаза, коэсита и сосуществующих минералов // ДАН, 1994, т. 334, с. 488—492.
- 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.
- Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С.** Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 513—520.
- Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Соболев Н.В.** Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006а, т. 47 (1), с. 105—118.
- Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В., Заячковский А.А.** Поведение несовместимых элементов в процессе ультравысокобарического метаморфизма (на примере пород Кокчетавского массива) // Геология и геофизика, 2006б, т. 47 (4), с. 485—498.
- Bohlen S.R., Boettcher A.L.** The quartz-coesite transformation: a pressure determination and the effects of other components // J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 7073—7078.
- Buob A., Luth R.W., Schmidt M.W., Ulmer P.** Experiments on CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> solid solutions at high pressure and temperature // Amer. Miner., 2006, v. 91, p. 435—440.
- Caciagli N.C., Manning C.E.** The solubility of calcite in water at 6—16 kbar and 500—800 degrees C // Contrib. Miner. Petrol., 2003, v. 146, p. 275—285.
- Cartigny P., De Corte K., Shatsky V.S., Ader M., De Paepe P., Sobolev N.V., Javoy M.** The origin and formation of metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan: a nitrogen and carbon isotopic study // Chem. Geol., 2001, v. 176, p. 265—281.
- Castelli D., Rolfo F., Groppo C., Compagnoni R.** Impure marbles from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora-Maira Massif, western Alps): evidence for Alpine equilibration in the diamond stability field and evaluation of the X(CO<sub>2</sub>) fluid evolution // J. Met. Geol., 2007, v. 25, p. 587—603.
- Chatterjee N.D.** Applied mineralogical thermodynamics. Berlin, Springer Verlag, 1991, 549 p.
- Claoue-Long J., Sobolev N., Shatsky V., Sobolev A.** Zircon response to diamond pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology, 1991, v. 19, p. 710—713.
- Collerson K.D., Williams Q., Kamber B.S., Omori S., Arai H., Ohtani E.** Majoritic garnet: a new approach to pressure estimation of shock events in meteorites and the encapsulation of sub-lithospheric inclusions in diamond // Geochim. Cosmochim. Acta, 2010, v. 74, p. 5939—5957.
- Cooper A.F., Gittins J., Tuttle O.F.** The system Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>—K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>—Ca<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> at 1 kilobar and its significance in carbonatite petrogenesis // Amer. J. Sci., 1975, v. 275, p. 534—560.
- Dasgupta R., Stalker K., Withers A.C., Hirschmann M.M.** The transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in eclogite: partial melting experiments of carbonated eclogite at 3 GPa // Lithos, 2004, v. 73, p. S23—S23.
- Davies R., Harlow G.E.** 2002. The high pressure stability of K-cymrite and phases in the system Or—H<sub>2</sub>O // EOS, Trans. AGU, v. 83, V72B-1308.

**De Corte K., Cartigny P., Shatsky V., Sobolev N., Javoy M.** Evidence of fluid inclusions in metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Geochim. Spectrochim. Acta*, 1998, v. 62, p. 3765—3773.

**Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.

**Dobretsov N.L., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Coleman R., Ernst W.** Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan — the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.

**Dobrzhinetskaya L.F.** Microdiamonds — frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: a review // *Gondw. Res.*, 2012, v. 21, p. 207—223.

**Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Green II H.W.** Nanometric inclusions of carbonates in Kokchetav diamonds from Kazakhstan: a new constraint for the depth of metamorphic diamond crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 85—93.

**Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 71, p. 13—22.

**Enggist A., Chu L.L., Luth R.W.** Phase relations of phlogopite with magnesite from 4 to 8 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 467—481.

**Frezzotti M., Ferrando S.** Multiphase solid inclusions in ultrahigh-pressure metamorphic rocks: a petrographic approach // *Periodico di Mineralogia*, 2007, v. 76, p. 113—125.

**Gao X., Zheng Y., Chen Y., Hu Z.** Composite carbonate and silicate multiphase solid inclusions in metamorphic garnet from ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen // *Met. Geol.*, 2014. DOI: 10.1111/jmg.12102.

**Groppo C., Rolfo F., Castelli D., Connolly J.A.D.** Metamorphic CO<sub>2</sub> production from calc-silicate rocks via garnet-forming reactions in the CFAS—H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub> system // *Contr. Miner. Petrol.*, 2013, v. 166, p. 1655—1675.

**Hacker B.R., Abers G.A., Peacock S.M.** Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H<sub>2</sub>O contents // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, p. 2029—2054.

**Harlow G.E., Davies R.** Status report on stability of K-rich phases at upper-mantle conditions // *Lithos*, 2004, v. 77, p. 647—653.

**Hermann J.** Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // *Chem. Geol.*, 2002, v. 192, p. 289—306.

**Hermann J.** Carbon recycled into deep Earth: evidence from dolomite dissociation in subduction-zone rocks: comment and reply // *Geology*, 2003, v. 31, p. e4—e5.

**Hermann J., Green D.H.** Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 149—186.

**Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple zircon inclusion growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.

**Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V.** Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*, 2006, v. 92, p. 399—417.

**Hwang S., Shen P., Yui T., Chu H.** Metal-sulfur-COH-silicate fluid mediated diamond nucleation in Kokchetav ultrahigh-pressure gneiss // *Eur. J. Miner.*, 2003, v. 15, p. 503—511.

**Hwang S.L., Shen P., Chu H.T., Yui T.F., Liou J.G., Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 231, p. 295—306.

**Hwang S.L., Chu H.T., Yui T.F., Shen P., Schertl H.P., Liou J.G., Sobolev N.V.** Nanometer-size P/K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from the gneisses of Kokchetav and Erzgebirge massifs: diversified characteristics of the formation media of metamorphic microdiamond in UHP rocks due to host-rock buffering // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 94—106.

**Imamura K., Ogasawara Y., Yurimoto H., Kusakabe M.** Carbon isotope heterogeneity in metamorphic diamond from the Kokchetav UHP dolomite marble, northern Kazakhstan // *Int. Geol. Rev.*, 2013, v. 55, p. 453—467.

**Irving J.A., Wyllie P.J.** Subsolvus and melting relationships for calcite, magnesite and the join CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> to 36 kb // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, p. 35—53.

**Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M., Yamamoto H., Ishikawa M., Anma R., Parkinson C.D., Ota T., Nakajima Y., Katayama I., Yamamoto J., Yamauchi K.** Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, Northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 264—283.

**Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y.** Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 185—198.

**Katayama I., Ohta M., Ogasawara Y.** Mineral inclusions in zircon from diamond-bearing marble in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Eur. J. Miner.*, 2002, v. 14, p. 1103—1108.

**Korsakov A.V., Hermann J.** Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 104—118.

**Korsakov A.V., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Zayachokovsky A.A.** Garnet-biotite-clinozoisite gneiss: a new type of diamondiferous metamorphic rock from the Kokchetav Massif // *Eur. J. Miner.*, 2002, v. 14, p. 915—928.

**Korsakov A.V., Theunissen K., Smirnova L.V.** Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultrahigh-pressure metamorphic conditions // *Terra Nova*, 2004, v. 16, p. 146—151.

**Korsakov A.V., De Gussem K., Zhukov V.P., Perraki M., Vandenaabeele P., Golovin A.V.** Aragonite-calcite-dolomite relationships in UHPM polycrystalline carbonate inclusions from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // *Eur. J. Miner.*, 2009, v. 21, p. 1301—1311.

**Korsakov A.V., Vandenaabeele P., Perraki M., Moens L.** First findings of monocrystalline aragonite inclusions in garnet from diamond-grade UHPM rocks (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan) // *Spectrochim. Acta*, 2011, A 80, p. 21—26.

**Krogh Ravna E.J., Terry M.P.** Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz // *J. Met. Geol.*, 2004, v. 22, p. 579—592.

**Litasov K.D., Shatskiy A., Ohtani E., Yaxley G.M.** Solidus of alkaline carbonatite in the deep mantle // *Geology*, 2013, v. 41, p. 79—82.

**Liu J., Topor L., Zhang J., Navrotsky A., Liebermann R.C.** Calorimetric study of the coesite-stishovite transformation and calculation of the phase boundary // *Phys. Chem. Miner.*, 1996, v. 23, p. 11—16.

**Luth R.W.** Diamonds, eclogites, and the oxidation-state of the earth mantle // *Science*, 1993, v. 261, p. 66—68.

**Luth R.W.** Experimental determination of the reaction dolomite + 2 coesite = diopside + 2 CO<sub>2</sub> to 6 GPa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1995, v. 122, p. 152—158.

**Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 439—455.

**Massonne H.J.** Evidence for low-temperature ultrapotassic siliceous fluids in subduction zone environments from experiments in the system K<sub>2</sub>O—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O (KMASH) // *Lithos*, 1992, v. 28, p. 421—434.

**Massonne H.J.** A comparison of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav Massif: are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 347—264.

**Mikhno A.O., Korsakov A.V.** K<sub>2</sub>O prograde zoning pattern in clinopyroxene from the Kokchetav diamond-grade metamorphic rocks: missing part of metamorphic history and location of second critical end point for calc-silicate system // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 920—930.

**Mikhno A.O., Schmidt U., Korsakov A.V.** Origin of K-cymrite and kokchetavite in the polyphase mineral inclusions from Kokchetav UHP calc-silicate rocks: evidences from Confocal Raman Imaging // *Inter. J. Miner.*, 2013, v. 25, p. 807—816.

**Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K., Katayama K., 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.

**Ogasawara Y., Fukasawa K., Maruyama S.** Coesite exsolution from supersilic titanite in UHP marble from Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Amer. Miner.*, 2002, v. 87, p. 454—461.

**Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y.** Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *Island Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399.

**Omori S., Liou J.G., Zhang R.Y., Ogasawara Y.** Petrogenesis of impure dolomitic marble from the Dabie mountains, central China // *Island Arc*, 1998, v. 7, p. 98—114.

**Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.J.** Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review // *Lithos*, 2002, v. 60, p. 89—111.

**Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R., Hoinkes G.** Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 241, p. 672—685.

**Plank T., Langmuir C.E.** The chemical composition of subducting sediments and its consequences for the crust and mantle // *Chem. Geol.*, 1998, v. 145, p. 325—394.

**Poli S.** Carbonatites out of subducted altered oceanic crust. New experimental evidences for low-temperature carbonatitic melts in COH-bearing gabbros at 3.8—4.2 GPa // *Eur. Miner. Conference*, 2012, p. 492.

**Poli S., Schmidt M.W.** Petrology of subducted slabs // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 2002, v. 30, p. 207—235.

**Proyer A., Rolfo F., Zhu Y.F., Castelli D., Compagnoni R.** Ultrahigh-pressure metamorphism in the magnesite plus aragonite stability field: evidence from two impure marbles from the Dabie-Sulu UHPM belt // *J. Metam. Geol.*, 2013, v. 31, p. 35—48.

**Rea D., Ruff L.** Composition and mass flux of sediment entering the world's subduction zones: implications for global sediment budgets, great earthquakes, and volcanism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 140, p. 1—12.

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

**Schertl H., 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. Miner.*, 2004, v. 16, p. 49—57.

**Shatskiy A., Borzdov Y.M., Litasov K.D., Kupriyanov I.N., Ohtani E., Palyanov Y.N.** Phase relations in the system  $\text{FeCO}_3\text{—CaCO}_3$  at 6 GPa and 900—1700 degrees C and its relation to the system  $\text{CaCO}_3\text{—FeCO}_3\text{—MgCO}_3$  // *Amer. Miner.*, 2014, v. 99, p. 773—785.

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

**Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M.** Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.

**Shatsky V.S., Pal'yanov Y.N., Sokol A.G., Tomilenko A.A., Sobolev N.V.** Diamond formation in UHP dolomite marbles and garnet-pyroxene rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan: natural and experimental evidence // *Int. Geol. Rev.*, 2005, v. 47, p. 999—1010.

**Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J.** Diamonds and the geology of mantle carbon // *Rev. Miner. Geochim.* 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, p. 742—746.

**Sobolev N.V., Schertl H., 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, p. 1079—1092.

**Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D.** Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contr. Miner. Petrol.*, 2014, v. 167, DOI: 10.1007/s00410-014-1002-x.

**Theunissen K., Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Smirnova L., Korsakov A.V.** The diamond-bearing Kokchetav UHP massif in Northern Kazakhstan: exhumation structure // *Terra Nova*, 2000, v. 12, p. 181—187.

**Thomsen T.B., Schmidt M.W.** Melting of carbonated pelites at 2.5—5.0 GPa, silicate-carbonatite liquid immiscibility, and potassium-carbon metasomatism of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 17—31.

**Yong W., Daths E., Witz A.C., Essene E.J.** Heat capacity and phase equilibria of hollandite polymorph of  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  // *Phys. Chem. Miner.*, 2006, v. 33, p. 167—177.

**Zhu Y.F., Ogasawara Y.** Carbon recycled into deep Earth: evidence from dolomite dissociation in subduction-zone rocks // *Geology*, 2002, v. 30, p. 947—950.

*Поступила в редакцию  
2 апреля 2014 г.*