

ЭФФЕКТЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ГРАНАТЕ ПРИ ВЫСОКОМ ДАВЛЕНИИ: ЭКСПЕРИМЕНТ И ЕГО ПРИЛОЖЕНИЕ К КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫМ ПОРОДАМ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

А.Л. Перчук^{1,2,3}, В.В. Давыдова³, М. Бурхард⁴, В.В. Мареш⁵,
Х.П. Шертл⁵, В.О. Япаскерт³, О.Г. Сафонов²

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

² Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черноголовка, Московская обл., Россия

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы Горы, Россия

⁴ Institut für Mineralogie, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, Germany

⁵ Institut für Geologie, Mineralogie, und Geophysik, Ruhr-Universität, Bochum, Germany

Обобщены результаты экспериментов при 700—1100 °С и 3—4 ГПа с пойкилитовыми гранатами из эколгитовых комплексов Эскамбрай (Куба), максютовский (Россия) и Самбагава (Япония). Показано, что дегидратационное плавление включений эпидота, амфибола, хлорита в этих гранатах происходит во всем экспериментальном диапазоне *PT*-условий, представительном для большинства ультравысокобарных (UHP) метаморфических комплексов. Минимальные *PT*-условия плавления карбонатных минералов во включениях в присутствии водного флюида фиксируются при 800 °С и 3 ГПа. Плавление включений сопровождается возникновением нового граната, химический состав которого зависит как от состава исходных включений, так и от *PT*-условий эксперимента. Рост граната наблюдается непосредственно из новообразованного расплава, а также путем замещения стенок вмещающего граната. В последнем случае на фронте замещения наблюдаются реликты расплава. Эксперименты показали, что частичное плавление включений снижает механическую прочность вмещающего граната и может привести к возникновению в нем локальных зон сдвиговых деформаций. В свете полученных результатов проведено исследование алмазоносных и безалмазных карбонатно-силикатных пород из месторождения Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. В обоих типах пород обнаружены полиминеральные включения, с которыми связаны новообразования граната, их морфология и состав соответствуют экспериментально установленным критериям плавления. Близость состава минералов из включений и матрикса пород указывает на то, что плавление могло иметь масштабный характер.

Эколгит, плавление, гранат, алмаз, карбонатно-силикатная порода, Кумды-Коль.

MODIFICATION OF MINERAL INCLUSIONS IN GARNET UNDER HIGH-PRESSURE CONDITIONS: EXPERIMENTAL SIMULATION AND APPLICATION TO THE CARBONATE-SILICATE ROCKS OF THE KOKCHETAV MASSIF

A.L. Perchuk, V.V. Davydova, M. Burchard, W.V. Maresch, H.-P. Schertl,
V.O. Yapaskurt, and O.G. Safonov

Samples of poikoblastic garnets from the Escambray (Cuba), Maksyutov (Russia), and Sambagawa (Japan) eclogite complexes were heated to 700—1100 °C at 3 to 4 GPa (30—40 kbar). Epidote, amphibole, and chlorite inclusions in the garnets underwent dehydration melting over the entire experimental *PT*-range, which is typical of ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic complexes. In the presence of aqueous fluids, carbonate minerals in the inclusions began to melt at 800 °C and 3 GPa. Melting gave rise to new garnet, with the composition controlled by the chemistry of the primary inclusions and by *PT* run conditions. Garnet either grew directly from the melt or formed by replacement of host garnet walls leaving residual melt at the substitution front in the latter case. Partial melting of inclusions decreased the mechanical strength of the garnet host and led to local shearing. The experimental results were used to interpret observed features in two samples of a diamond-bearing and a diamond-free carbonate-silicate rocks from the Kumdy-Kol deposit in the Kokchetav Massif. Multiphase inclusions in both samples contain newly formed garnet with morphologies and compositions consistent with those produced experimentally under the given *PT*-conditions. Minerals in the inclusions are compositionally similar to those in matrix, thus suggesting that melting may have occurred on a large scale.

Eclogite, melting, garnet, diamond, carbonate-silicate Rock, Kumdy-Kol

ВВЕДЕНИЕ

Породы метаморфических комплексов, сформированные в глубинных участках зон субдукции/коллизии, нередко являются продуктами полистадийной перекристаллизации под воздействием меняющихся *PT*-условий, флюида и/или деформаций. Перекристаллизация может носить масштабный характер, в результате ранние минеральные парагенезисы сохраняются лишь фрагментарно в виде включений в высокопрочных и термодинамически стабильных минералах. Именно поэтому реликтовые включения в минералах широко используются в метаморфической петрологии для восстановления *PT* эволюции пород [Chopin, 1984; Perchuk et al., 1985; Sobolev, Shatsky, 1990; Перчук и др., 1998; Перчук, Япаскурт, 1998; Elvevold, Gilotti, 2000]. Этот вопрос особенно актуален и для комплексов высокого давления, поднимающихся к земной поверхности из мантийных глубин.

Представления о поведении минеральных включений в ходе метаморфического процесса, основывающиеся главным образом на эмпирических данных, можно заметно расширить благодаря экспериментальным работам [Perchuk et al., 2005, 2008]. Учитывая широкое использование гранатов в разных методах изучения горных пород, таких как геотермобарометрия, изотопная геохронология, анализ флюидных включений, а также широкую распространенность в них минеральных включений наши исследования были сфокусированы на пойкилитовых гранатах из эклогитов.

В статье обобщены результаты исследования основных эффектов преобразования включений силикатных и карбонатных минералов и их взаимодействия с минералом-хозяином. Они базируются как на

Таблица 1. Представительные микронзондовые анализы исходных гранатов и включений в них

Компонент	Эскамбрай				Максютковский				Самбагава						
	Гранат		Включение		Гранат		Включение		Гранат		Включение				
	центр	край	Am	Ep	центр	край	Am	Ep	центр	край	Am	Ep	Srx	Cc	Carb
SiO ₂ , мас.%	37.83	38.17	50.73	36.97	37.17	38.50	57.49	37.20	37.00	37.47	39.78	37.99	54.01	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.23	0.00	0.34	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.10	21.42	11.39	24.66	20.70	21.21	10.32	24.81	20.33	20.57	16.09	25.32	8.02	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	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	0.00
FeO	25.91	26.02	12.96	10.04	25.28	26.51	13.12	9.44	30.25	27.61	26.07	12.47	10.79	2.68	15.93
MnO	2.19	0.35	0.00	0.00	3.07	0.68	0.00	0.00	1.24	0.61	0.00	0.00	0.00	0.25	0.93
MgO	2.08	3.11	11.70	0.00	2.15	5.95	9.66	0.00	1.77	2.28	3.12	0.00	6.89	1.98	11.08
CaO	10.70	10.82	8.48	22.79	10.40	6.99	0.37	22.38	8.60	10.80	8.40	23.32	13.44	51.2	28.51
Na ₂ O	0.00	0.00	3.35	0.00	0.00	0.00	7.09	0.00	0.00	0.00	4.45	0.00	6.44	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.18	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	99.80	99.90	99.03	94.45	99.10	99.83	98.05	94.15	99.18	99.33	98.24	99.10	99.58	56.1	56.44
Кристаллохимические формулы															
O	12	12	23	12.5	12	12	23	12.5	12	12	23	12.5	6	6	6
Si	3.00	3.00	7.12	2.99	2.98	3.00	7.86	3.01	2.99	2.99	6.05	2.94	1.97	0.00	0.00
Al	1.97	1.99	1.89	2.35	1.96	1.95	1.66	2.36	1.94	1.94	2.88	2.31	0.35	0.00	0.00
Cr	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	0.00
Ti	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.03	0.01	0.33	0.68	0.02	0.05	0.62	0.64	0.06	0.06	0.88	0.81	0.17	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.69	1.70	1.19	0.00	1.67	1.68	0.89	0.00	1.98	1.78	2.44	0.00	0.16	0.07	0.44
Mn	0.15	0.02	0.00	0.00	0.21	0.05	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Mg	0.25	0.37	2.45	0.00	0.26	0.69	1.97	0.00	0.21	0.27	0.71	0.00	0.38	0.10	0.54
Ca	0.91	0.91	1.28	1.98	0.89	0.58	0.05	1.94	0.75	0.92	1.37	1.94	0.53	1.82	1.00
Na	0.00	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	1.88	0.00	0.00	0.00	1.31	0.00	0.46	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.03	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	8.00	8.00	15.22	7.99	8.01	8.00	14.94	7.97	8.01	8.01	15.68	8.00	4.00	2.00	2.00
X _{Mg} [*]	0.12	0.18	0.67	—	0.12	0.29	0.68	—	0.09	0.13	0.55	—	0.70	0.57	0.55
X _{Ca(Jd)} ^{**}	0.30	0.30	—	—	0.30	0.19	—	—	0.25	0.31	—	—	0.28	0.91	0.50

Примечание. Здесь и далее Alm — альмандин, Am — амфибол, Ap — апатит, Bt — биотит, Carb — карбонат, Cc — кальцит, Cd — корунд, Chl — хлорит, Crx — клинопироксен, Cso — коэзит, Czo — клиноцоизит, Di — диопсид, Dia — алмаз, Dol — доломит, Ep₁₍₂₎ — эпидот, Grt₁₍₂₎ — гранат (1 — исходный, 2 — новый), Grs — гроссуляр, Jd — жадеит, KСrx — калийсодержащий клинопироксен, L — расплав, Ку — куанит, Phn — фенгит, Ppr — пироп, Ompr — омфацит, Qz — кварц, Spl — шпинель, Tit — титанит, Zo — цоизит.

* $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

** $X_{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Mn + Fe^{2+})$, X_{Jd} — мольная доля жадеита в Crx.

более ранних экспериментальных данных, полученных при 800—1100 °С, 4 ГПа [Perchuk et al., 2005, 2008], так и на новых — при 700—1100 °С, 3 ГПа, т.е. при параметрах, отвечающих *PT*-условиям в зонах субдукции/коллизии [Reasock, 1990] и в комплексах высокого давления [Perchuk et al., 2008]. Авторами рассмотрены минеральные включения в гранатах карбонатно-силикатных пород месторождения микроалмазов Кумды-Куль в Кокчетавском массиве (Северный Казахстан).

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В экспериментах использовались идиоморфные пойкилитовые гранаты, отобранные из эклогитов трех метаморфических комплексов высокого давления: комплекса Эскамбрай (Куба), максютовского комплекса (Урал, Россия) и комплекса Самбагава (Япония). Составы гранатов и минеральных включений в них приводятся в табл. 1.

Опыты проводились на установке цилиндр—поршень в Рурском университете (Бохум, Германия). Поскольку методика эксперимента подробно рассматривалась ранее [Perchuk et al., 2008], в данной работе она изложена в сокращенном виде. Авторы использовали Pd ампулы и солевые (NaCl) ячейки высокого давления. Ампула содержала, как правило, по одному кристаллу граната из каждого комплекса. Для предохранения кристаллов от разрушения при создании давления они помещались в оболочку из геля SiO₂. Численное моделирование по методу Ф. Шиллинга и Б. Вюндера [Schilling, Wuender, 2004] показало, что при размещении ампулы в зоне минимального температурного градиента в ячейке предельное отклонение температуры от заданной не превышает ~40 °С. Чтобы предотвратить попадание атмосферной воды в силикатный гель ампулы просушивались в течение трех дней в печи при температуре 130 °С. После механического закрытия ампулы методом холоднойковки ячейка снова помещалась на 1—2 дня в печь при $T = 130$ °С для дальнейшего просушивания. В опытах использовались хромель-алюмелевые термпары с точностью измерения температуры ± 3 °С. Давление измерялось с помощью электронного датчика, связанного с компьютером, и поддерживалось с точностью ± 50 МПа. Мониторинг температуры и давления осуществлялся непрерывно (табл. 2).

Закалка опытов проводилась при резком снижении температуры до <100 °С в течение нескольких секунд, тогда как снижение давления производилось медленно, уже при комнатной температуре в течение ~1/2 ч. Ампулы после эксперимента помещались в эпоксидные шашки, которые затем разрезались по удлинению ампулы ближе к центральной ее части и полировались.

Текстурные и химические особенности продуктов опытов изучались в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV, оснащенного полупроводниковым детектором INCA Energy-350, при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного пучка 15 нА, а также в ИЭМ РАН на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV2300 с полупроводниковым детектором INCA Energy при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 600 пА. Для нестабильных под электронным пучком фаз (силикатные стекла и карбонаты) локальный анализ производился сканированием малых площадей (до 5—20 мкм в поперечнике). Расчет формул минералов проводился с учетом координационных позиций катионов в формуле минерала. Коэзит в продуктах опытов диагностировался с помощью Раман-спектрометра Renishaw RM1000 (ИЭМ РАН).

Таблица 2. Параметры экспериментов

Опыт	Исходный гранат	T , °С	P , ГПа	Длительность, ч	Продукты опытов
MB9	Э*	800	4	96	Grt, L
»	М	800	4	96	»
MB11	Э	900	4	139	Grt, L
»	М	900	4	139	Grt, Ky, L
»	С	900	4	139	Grt, L
MB14	Э	1000	4	96	Grt, Ky, L
»	М	1000	4	96	»
»	С	1000	4	96	Grt, L
MB10	Э	1100	4	96	Grt, L
»	М	1100	4	96	»
»	С	1100	4	96	»
MB17	Э	700	3	240	Grt, Ep, L
»	М	700	3	240	»
»	С	700	3	240	»
MB15	Э	800	3	276	Grt, L
»	М	800	3	276	Grt, Ky, L
»	С	800	3	276	Grt, L
MB18	Э	1000	3	96	Grt, L
»	М	1000	3	96	Grt, Ky, L
»	С	1000	3	96	Grt, L
MB19**	Э	1100	3	<12	Grt, L
»	М	1100	3	<12	»
»	С	1100	3	<12	»

Примечание. Опыты MB9-14 подробно описаны в работах [Perchuk et al., 2005, 2008]. Здесь и далее: М — максютовский, С — Самбагава, Э — Эскамбрай комплексы.

* Комплекс Э — обр. 24181, включения в гранате — Ep, Am, Q, Rut, Tit, М — обр. 24975, включения — Ep, Am, Chl, Phn, Crx, Q, Ru, Ap, С — обр. 26771, включения — Ep, Am, Omp, Cc, Dol, Rut.

** Опыт прервался досрочно.

КРАТКОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЭКЛОГИТОВ И ИСХОДНЫХ ГРАНАТОВ

Эклогит (обр. 26771), комплекс Самбагава. Образец был отобран в окрестностях дер. Бешияма в долине р. Шебани. Мелкозернистый эклогит обладает порфирогранобластовой структурой и слабо-сланцеватой текстурой. Главными породообразующими минералами являются гранат и омфацит. Кроме того, эклогит содержит эпидот, карбонаты, кварц, рутил и апатит. Хлорит и амфибол являются вторичными минералами. Гранат представлен крупными идиоморфными кристаллами с большим количеством включений омфацита, эпидота, кварца, амфибола, кальцита, Ca-Fe-Mg карбоната, рутила. Включения сконцентрированы в центральных частях зерен, в том числе в форме полиминеральных агрегатов (рис. 1, *a*). Ядра граната однородны по составу, тогда как в краевых частях кристаллов увеличивается кальциевость и магнезиальность. Изменения состава граната на контакте с включениями не выявлены. *PT*-условия формирования породы составляют 640 °C и 2.4 ГПа [Аоуа, 2001].

Эклогит (обр. 24975), максютковский комплекс, был отобран в районе дер. Шубино [Lennykh, Valizer, 1999, точка III-1]. Он имеет среднезернистую основную массу, пойкилобластовую структуру и массивную текстуру. Главными породообразующими минералами являются гранат, омфацит, амфибол, кварц и рутил. В подчиненных количествах встречаются фенгит, хлорит и апатит. Гранат представлен крупными идиоморфными кристаллами с большим количеством включений, самых различных форм и размеров. Включения выполнены кварцем, эпидотом, амфиболом и апатитом, нередко образующими полиминеральные агрегаты, встречаются в центральной части зерен граната и практически отсутствуют в краевой зоне. Выдержанный в пределах ядра состав граната заметно меняется в краевой части, где происходит заметное увеличение магнезиальности и снижение кальциевости. Зональность среди включений отмечается лишь для эпидота. Пиковые *PT*-условия формирования эклогитов максютовского комплекса соответствуют диапазону температур 600—680 °C и давлений 1.5—3.2 ГПа [Lennykh et al., 1995; Bostick et al., 2003].

Эклогит (обр. 24181), комплекс Эскамбрай. Порода полосчатая, с чередующимися светлыми (зеленый оттенок, мощность до 2 см) и темными (голубой оттенок, мощность до 1 см) прослоями. Светлые прослои выполнены идиоморфным гранатом и мелкозернистым сланцеватым матриксом, состоящим из омфацита, фенгита, эпидота, амфибола, кварца и титанита. Гранат имеет выдержанный состав с незначительным увеличением магнезиальности к краю. Включения эпидота, амфибола, кварца, рутила и

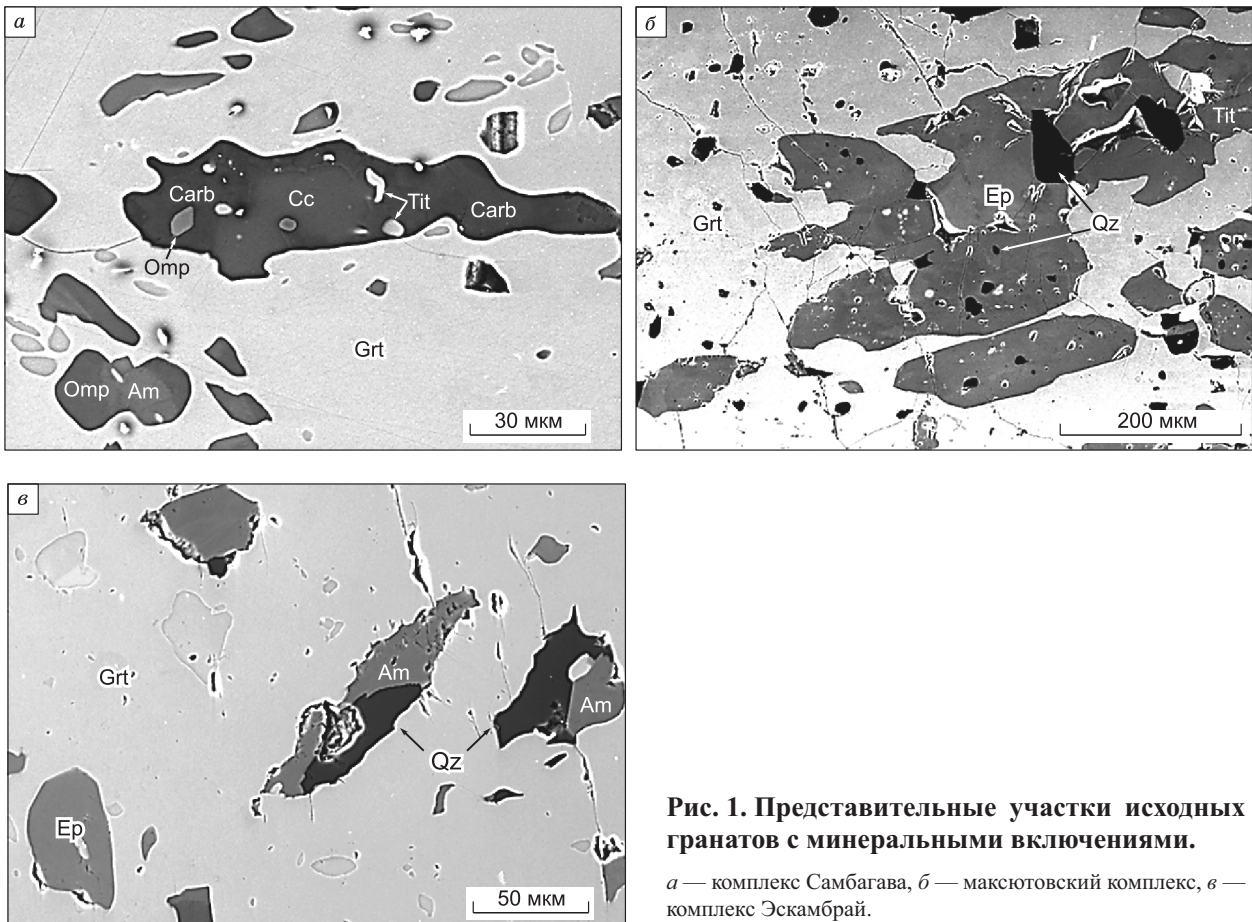


Рис. 1. Представительные участки исходных гранатов с минеральными включениями.

a — комплекс Самбагава, *b* — максютковский комплекс, *v* — комплекс Эскамбрай.

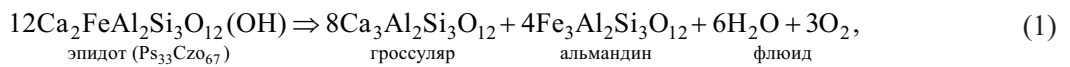
сфена находятся лишь в центральной части кристаллов. Минеральная ассоциация в темных прослоях состоит преимущественно из омфацита, фенгита, кварца и рутила (окруженного сфеном). Гранат здесь встречается редко. В экспериментах использовались гранаты из светлых прослоев. *PT*-условия образования эклогита оцениваются с помощью минеральной термобарометрии равными 600 ± 50 °C при 1.6—2.0 ГПа [Grevel, 2000].

ПРОДУКТЫ ОПЫТОВ

Опыты демонстрируют, что преобразование как включений, так и граната происходит во всем экспериментальном диапазоне. Эффекты этих преобразований усиливаются по мере роста температуры и длительности эксперимента.

Распад и плавление включений.

Интенсивность преобразований включений и вмещающих гранатов во многом зависит от наличия во включениях водосодержащих минералов. Рассмотрим этот процесс на примере эпидота, широко представленного во всех изученных породах и прошедшего стадию разложения во всех образцах. Из двух основных реакций, объясняющих разложение эпидота и образование граната [Poli, Schmidt, 1998; Donohue, Essene, 2000; Perchuk et al., 2008],



наиболее отчетливо в продуктах опытов проявлена первая из них. Об этом можно судить по образованию нового эпидота с повышенным содержанием цоизитовой молекулы, который ассоциирует с участками миграции флюида (расплава*) (рис. 2, *a*). Вокруг измененных эпидотов происходит образование нового граната, обогащенного кальцием (табл. 3, 4). Равновесие (1) позволяет оценить фугитивность кислорода в ячейке высокого давления, исходя из составов новообразованных эпидота и граната. Уравнение свободной энергии Гиббса для равновесия (1) имеет вид

$$\Delta H^0 - T \cdot \Delta S^0 + \int_{298}^T \Delta C_p dT - T \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT + \int_1^P \Delta V_s dP + RT \ln f_{\text{O}_2} f_{\text{H}_2\text{O}} \frac{a_{\text{Grs}}^8 a_{\text{Alm}}^4}{a_{\text{Ep}}^{12}} = 0, \quad (3)$$

где ΔH^0 , ΔS^0 , ΔV_s — энтальпийный, энтропийный и объемный эффекты реакции, T — температура (К), P — давление (кбар), R — универсальная газовая постоянная; C — теплоемкость; a_i — активность компонента i в твердом растворе, f_k — фугитивность летучего компонента k во флюиде. Избыточные энергии гроссуляря и альмандина были рассчитаны по модели Д. Гангули и др. [Ganguly et al., 1996], а избыточная энергия эпидота — по модели Т. Холанда и Р. Пауэла [Holland, Powell, 1998], программа АХ. Расчеты

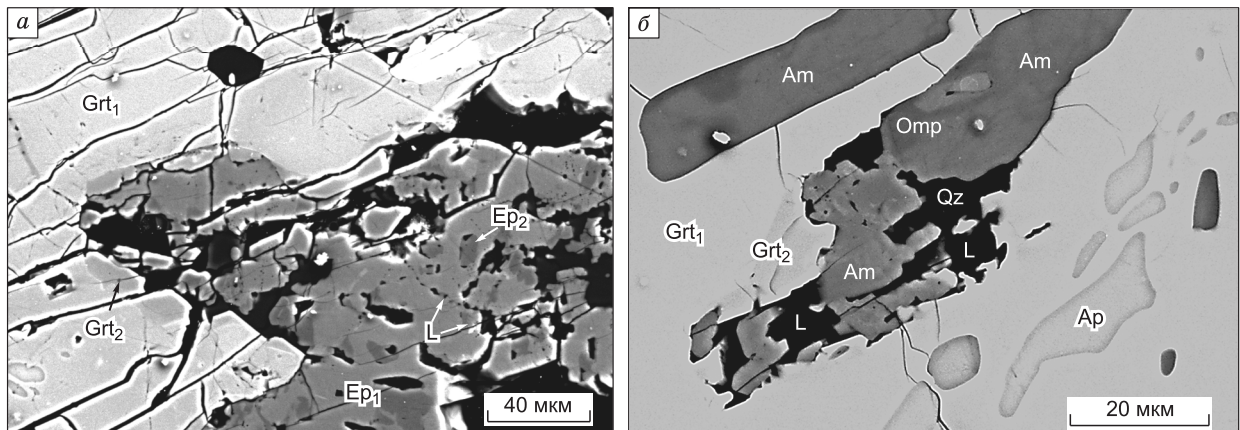


Рис. 2. Начальные стадии разложения минеральных включений (опыт МВ17, 700 °C, 3 ГПа, 240 ч).

a — образование расплава (L), нового эпидота (Ep₂) и нового граната (Grt₂) по эпидоту (максютковский комплекс), *б* — распад включения Am + Qz + Srx с образованием нового граната и расплава (комплекс Самбагава).

* Эксперименты проводились при *PT*-условиях надкритической жидкости выше второй критической точки для гранитной системы.

Таблица 3. Микронзондовые анализы новообразованных гранатов в продуктах опытов при 3 ГПа

Компонент	MB17 (700 °C)					MB15 (800 °C)							
	М		С			М		С			Э		
	Ep	L	Ep	Cpx	Carb	L	Ep	Carb	Ep	L	Cpx	Ep	L
SiO ₂ , мас. %	38.33	37.80	38.47	37.64	37.44	38.56	38.23	38.42	37.68	38.43	38.90	38.29	38.05
TiO ₂	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69	0.64	0.82	0.39	0.40	0.48	0.46	0.40
Al ₂ O ₃	20.60	21.22	20.85	20.90	21.22	20.94	20.77	20.24	20.27	20.66	20.36	20.81	20.58
FeO	21.03	26.53	17.66	28.73	30.08	19.49	18.71	19.20	19.92	20.00	22.09	20.96	21.05
MnO	0.00	0.00	0.25	0.67	0.95	0.55	0.39	0.00	0.31	0.48	0.79	1.01	1.26
MgO	2.05	3.62	0.21	2.13	2.18	3.79	3.46	3.33	0.57	2.91	5.29	1.24	1.96
CaO	16.23	9.76	22.51	9.50	8.92	14.97	16.03	16.35	19.98	16.50	11.94	16.74	15.94
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00
Сумма	99.07	98.93	99.95	99.57	100.79	98.98	98.24	98.35	99.11	99.38	100.06	99.52	99.24
12 кислородов													
Si	3.01	3.00	3.00	3.00	2.97	3.01	3.00	3.02	2.99	3.00	3.01	3.01	3.00
Al	1.91	1.98	1.92	1.97	1.98	1.93	1.92	1.87	1.89	1.90	1.85	1.93	1.91
Ti	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Fe ³⁺	0.04	0.02	0.08	0.03	0.05	0.04	0.04	0.08	0.09	0.07	0.12	0.04	0.06
Fe ²⁺	1.34	1.74	1.07	1.88	1.94	1.24	1.19	1.18	1.24	1.23	1.31	1.34	1.32
Mn	0.00	0.00	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.00	0.02	0.03	0.05	0.07	0.08
Mg	0.24	0.43	0.02	0.25	0.26	0.44	0.41	0.39	0.07	0.34	0.61	0.15	0.23
Ca	1.37	0.83	1.88	0.81	0.76	1.25	1.35	1.38	1.70	1.38	0.99	1.41	1.35
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Сумма	7.96	8.00	8.00	8.00	8.02	7.97	7.98	7.96	8.00	7.99	8.00	7.97	7.99
X _{Mg} [*]	0.15	0.20	0.02	0.12	0.12	0.26	0.25	0.24	0.05	0.21	0.31	0.10	0.15
X _{Ca} ^{**}	0.46	0.28	0.63	0.27	0.25	0.42	0.45	0.45	0.55	0.45	0.33	0.48	0.45

Компонент	MB18 (1000 °C)					MB19 (1100 °C)				
	М	С			Э	М	С			Э
	L	Carb	L	L	Cpx	L	L	L	Cpx	L
SiO ₂ , мас. %	38.36	38.07	38.59	39.05	39.87	37.58	37.68	37.22	39.63	38.59
TiO ₂	0.42	0.61	0.66	0.37	1.05	0.76	0.00	0.00	0.34	0.70
Al ₂ O ₃	20.89	20.12	20.09	21.29	21.22	20.72	21.00	20.80	21.30	21.18
FeO	21.38	23.53	23.11	20.62	18.81	19.93	27.97	29.70	19.72	18.77
MnO	1.00	0.96	1.05	0.66	0.65	0.82	0.36	0.97	0.91	0.39
MgO	6.79	7.46	8.61	7.63	11.58	1.88	4.61	1.75	12.00	9.32
CaO	10.33	7.92	6.78	10.18	7.10	17.03	8.20	8.78	6.02	9.57
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.16	98.67	98.88	99.79	100.28	98.71	99.81	99.23	99.92	98.52
Кристаллохимическая формула, 12 кислородов										
Si	2.98	2.97	2.99	2.99	2.98	2.97	2.97	3.00	2.98	2.96
Al	1.91	1.85	1.84	1.92	1.87	1.93	1.95	1.97	1.89	1.92
Ti	0.03	0.04	0.04	0.02	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.04
Fe ³⁺	0.06	0.14	0.13	0.06	0.07	0.05	0.05	0.03	0.09	0.08
Fe ²⁺	1.32	1.40	1.37	1.26	1.11	1.27	1.80	1.97	1.15	1.12
Mn	0.07	0.06	0.07	0.04	0.04	0.06	0.02	0.07	0.06	0.03
Mg	0.79	0.87	0.99	0.87	1.29	0.22	0.54	0.21	1.34	1.07
Ca	0.86	0.66	0.56	0.84	0.57	1.44	0.69	0.76	0.49	0.79
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	8.01	7.99	7.99	8.00	7.99	7.99	8.03	8.00	8.01	8.00
X _{Mg} [*]	0.36	0.38	0.40	0.40	0.53	0.15	0.23	0.09	0.53	0.49
X _{Ca} ^{**}	0.28	0.22	0.18	0.27	0.19	0.48	0.22	0.25	0.16	0.26

* Здесь и далее X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe).

** X_{Ca} = Ca/(Ca + Fe + Mg + Mn).

Таблица 4. Микрондовые анализы эпидота, клинопироксена и карбонатов в продуктах опытов при 3 ГПа

Компонент	MB17 (700 °C)			MB15 (800 °C)						1000 °C		1100 °C
	M		C	M	Э		C			C		C
	Ep	Ep	Carb	Ep	Ep	Ep	Cpx	Carb	Carb	Cpx	Carb	Cpx
SiO ₂ , мас. %	38.56	38.74	0.00	37.70	38.43	38.43	51.74	— ¹	—	52.22	0.00	54.29
TiO ₂	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.25	—	—	0.48	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	30.35	30.12	0.24	24.36	31.48	29.34	6.00	—	—	3.45	0.00	7.23
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	0.00	—	0.00
FeO	4.58	5.12	13.01	11.34	3.43	5.22	9.48	5.55	13.61	11.24	6.08	11.20
MnO	0.00	0.00	0.91	0.26	0.00	0.00	0.24	0.00	0.84	0.24	0.32	0.00
MgO	0.00	0.00	12.56	0.20	0.00	0.23	9.54	5.00	11.11	13.76	6.29	7.09
CaO	22.65	23.69	28.93	21.84	22.96	23.06	17.74	48.80	27.83	19.16	45.26	13.90
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	3.28	—	—	0.71	0.00	5.83
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	—
Сумма	96.54	97.67	55.66	95.71	96.30	96.77	98.27	59.36	53.39	101.3	57.96	99.55
Кристаллохимическая формула												
O	12.5	12.5	6	12.5	12.5	12.5	6	6	6	6	6	6
Si	2.99	2.98	0.00	3.01	2.98	2.98	1.95	—	—	1.93	0.00	1.99
Al	2.77	2.73	0.01	2.29	2.87	2.68	0.27	—	—	0.15	0.00	0.31
Cr	—	—	—	—	—	—	0.00	—	—	0.00	—	0.00
Ti	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	—	—	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.30	0.33	—	0.76	0.22	0.34	0.02	—	—	0.00	0.00	0.11
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00	0.27	0.19	0.51	0.35	0.21	0.23
Mn	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.45	0.02	0.00	0.03	0.54	0.17	0.42	0.76	0.22	0.39
Ca	1.88	1.95	1.04	1.87	1.91	1.92	0.72	1.64	1.04	0.76	1.56	0.55
Na	—	—	—	—	—	—	0.24	—	—	0.05	0.00	0.42
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.00	0.00	—
Сумма	7.96	7.99	2	7.97	7.98	7.98	4.02	2	2	4.01	2	4.00
X _{Mg}	—	—	—	—	—	—	0.66	—	—	0.69	—	0.62
X _{Jd} *	—	—	—	—	—	—	0.20	—	—	0.05	—	0.30

Примечание. Прочерк — не анализировался.

* Мольная доля жадеитового минала в клинопироксене.

производились при $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ в низкотемпературном опыте MB17 (700 °C), где не выявлено разложение карбонатов, а значит флюид может рассматриваться как чисто водный. Решение уравнения (3) показывает, что составы сосуществующих граната и эпидота в опыте MB17 (включения в гранате из эклогита максютковского комплекса) отвечают $\lg f_{\text{O}_2} = -12.62$, что на порядок выше фугитивности, определяемой буфером QFM ($\lg f_{\text{O}_2} = -13.58$). Это хорошо согласуется с независимыми определениями фугитивности кислорода в ячейке высокого давления с графитовым нагревателем установки цилиндр—поршень [Thompson, Kushiro, 1972].

Косвенными свидетельствами реакции (2) можно считать присутствие кианита и новообразованного граната в продуктах разложения включений в некоторых опытах (см. табл. 2). Положение изоплет гроссуляра на PT -диаграмме, согласно этой реакции, рассчитывалось по выражению (3), последнее слабое которого в соответствии с реакцией (2) составляет $RT \ln f_{\text{H}_2\text{O}}^3 \frac{a_{\text{Grs}}^4}{a_{\text{Czo}}^6}$. Использование тех же источников термодинамических данных, как и для реакции (3), показывает, что рост температуры и давления должен приводить к увеличению содержания гроссуляра в гранате (рис. 3). Новообразованные гранаты действительно характеризуются повышенным содержанием этого минала. Однако его мольная доля имеет отрицательную корреляцию с PT -параметрами. Это, вероятно, обусловлено тем, что состав граната в значительной мере контролировался равновесием с расплавом, а не с кристаллическими фазами. В этом случае появление кианита может быть результатом перитектической реакции. Рассматривая расплав как

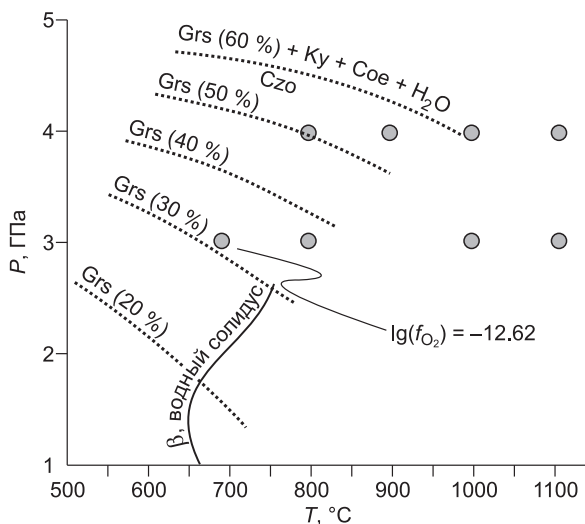


Рис. 3. Положение изоплет гроссуляра в равновесии (2) и оценка фугитивности кислорода для опыта MB17M (700 °C, 4 ГПа, 240 ч).

Здесь и далее буква после номера опыта соответствует названию комплекса (М — максютковский, С — Самбагава, Э — Эскамбрай).

среду минералообразования, не следует забывать о том, что расплав появился во включениях в результате твердофазовой реакции (реакций) дегидратации.

Распад водных минералов и введение в систему воды приводит к понижению температуры солидуса, способствуя плавлению включений. Присутствие силикатного стекла фиксируется как по характерной мозаичной структуре закалочного агрегата, отчетливо проявленной на изображениях в отраженных электронах сканирующего электронного микроскопа (рис. 4, а), так и по пониженному содержанию оксидов вследствие вхождения воды в структуру расплава.

Плавление карбонатов документировать сложнее ввиду того, что карбонатные расплавы не закаляются. Тем не менее в карбонатно-силикатных расплавах можно нередко наблюдать весьма характерные полосчатые текстуры закалки, представленные тонким чередованием карбонатных и силикатных прослоев (см. рис. 4, б). Плавление (или преобразование под воздействием флюида) существенно-карбонатных включений фиксируется также по наличию в них мелких новообразованных гранатов (см. рис. 4, в) и скелетных кристаллов омфацита, которые имели в исходном гранате округлые очертания (см. рис. 1, а) и несколько иной состав (см. табл. 1, 4). Кроме того, вокруг включений растут новые гранаты, и наблюдаются клиновидные выступы и радиальные ответвления, возникающие в связи с процессом плавления [Перчук и др., 2008].

Повышение температуры не только увеличивает степень плавления включений, но и влияет на состав расплавов (табл. 5). В частности, для силикатных расплавов очевидна тенденция к снижению концентрации SiO₂ с ростом температуры (рис. 5, а). При попадании в систему карбонатных фаз эта закономерность исчезает, но сохраняется общая тенденция к смещению состава расплава в сторону вмещающего граната (см. рис. 5, б, в).

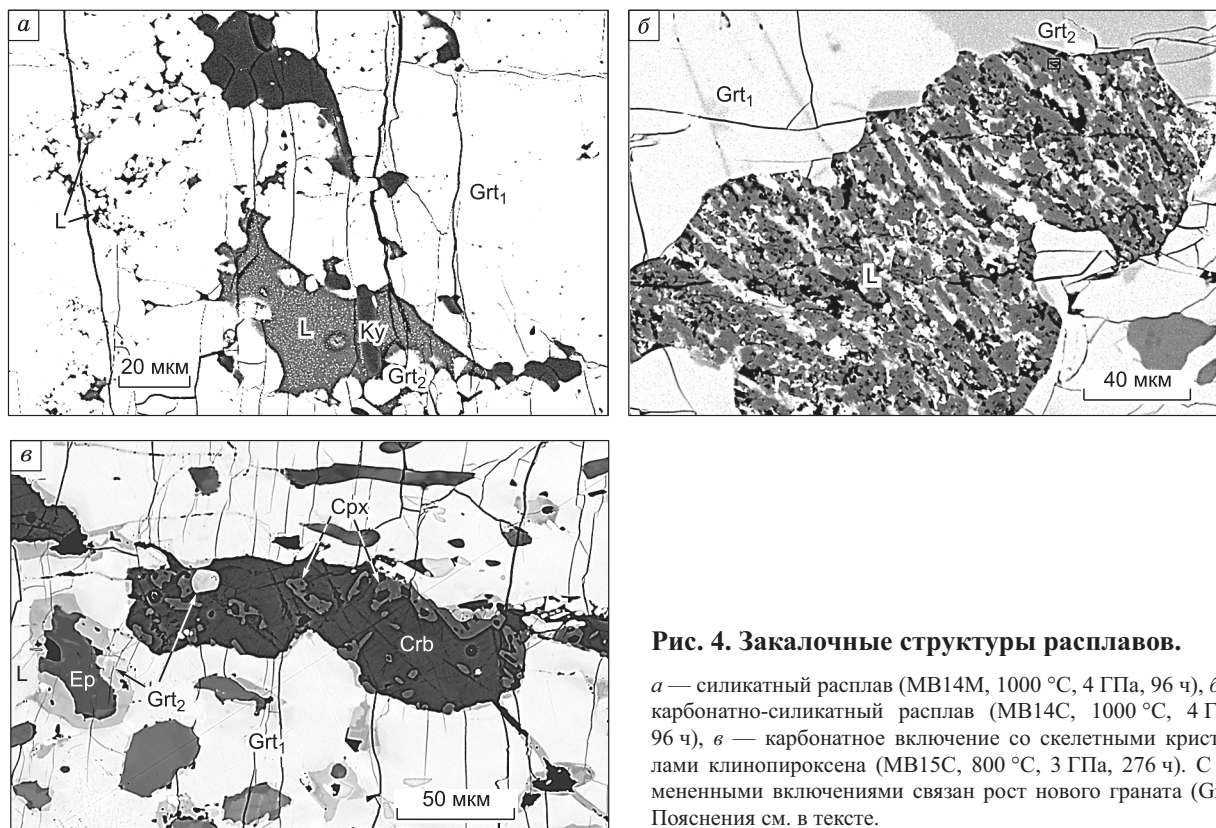


Рис. 4. Закалочные структуры расплавов.

а — силикатный расплав (MB14M, 1000 °C, 4 ГПа, 96 ч), б — карбонатно-силикатный расплав (MB14C, 1000 °C, 4 ГПа, 96 ч), в — карбонатное включение со скелетными кристаллами клинопироксена (MB15C, 800 °C, 3 ГПа, 276 ч). С измененными включениями связан рост нового граната (Grt₂). Пояснения см. в тексте.

Изменение вмещающего граната. Преобразование включений в ходе эксперимента всегда сопровождается ростом нового граната (см. рис. 2, 4, б, в, табл. 3). Он образует разные морфологические типы. На стенках включений расплава или непосредственно в самом расплаве нередко растут идиоморфные кристаллы, химически однородные или концентрически-зональные (рис. 6, а). Наряду с этим наблюдается прямое замещение стенок минерала-хозяина и формирование этого химически гетерогенных «пятнистых» участков с ксеноморфными очертаниями (рис. 7, б). С ростом температуры скорость перекристаллизации увеличивается. Если в эксперименте при 1100 °С, 4 ГПа за 96 ч перекристаллизация охватывает до 70 % вмещающего граната, то в природных условиях, где продолжительность процессов выше на порядки, следует ожидать, что гранатов с исходным составом не останется вовсе. Само замещение, протекающее в форме растворения—перекристаллизации, контролируется флюидом (расплавом). Это отчетливо прослеживается в тех случаях, когда на фронте замещения сохраняются фрагменты расплава, маркирующего границы граната новой генерации (см. рис. 6, б). Состав новообразованного граната зависит главным образом от состава исходных включений и температуры. Преобразование включений эпидота в общем случае способствует обогащению граната кальцием (изоморфизм Ca-[Fe,Mg]): при этом отклонение состава от исходного тем значительнее, чем ниже температура (см. рис. 7, а). При наличии широкого спектра силикатных включений (эпидот, амфибол, омфациит), а также карбонатов зависимость состава нового граната от температуры становится более сложной (см. рис. 7, б). При относительно низких температурах (700—800 °С) новообразованный гранат содержит больше Ca и отчасти Mg по сравнению с исходным. При этом новообразования, находящиеся рядом с карбонатами, амфиболами и клинопироксенами, являются более магниальными (см. рис. 2, б), а гранаты, ассоциирующие с эпидотами (см. рис. 2, а), — более кальциевыми. Дальнейшее повышение температуры заметно расширяет магниальную область спектра гранатов, которая при 1000 °С и вовсе становится доминирующей (независимо

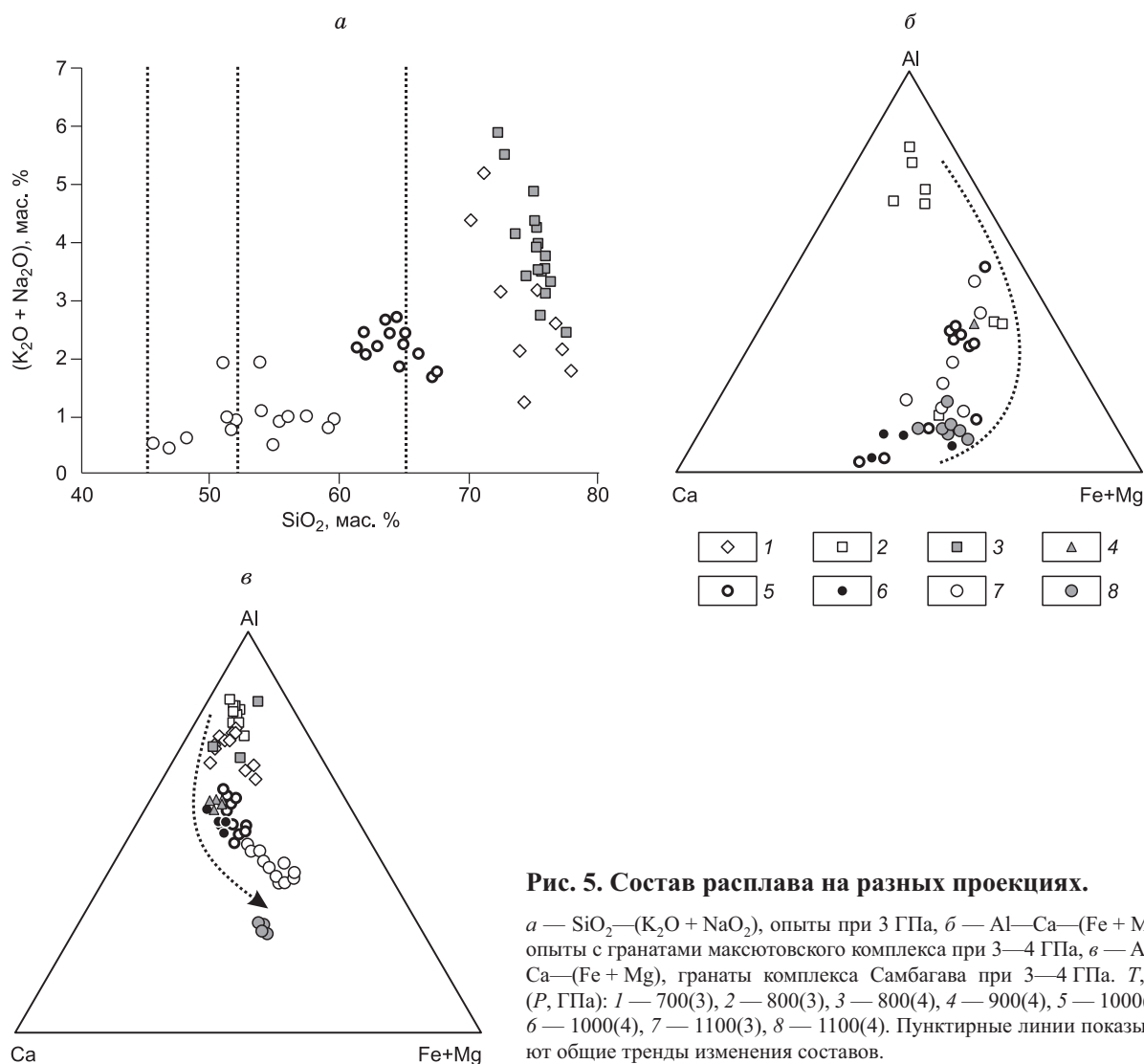


Рис. 5. Состав расплава на разных проекциях.

a — $SiO_2-(K_2O + Na_2O)$, опыты при 3 ГПа, *б* — Al—Ca—(Fe + Mg), опыты с гранатами максютовского комплекса при 3—4 ГПа, *в* — Al—Ca—(Fe + Mg), гранаты комплекса Самбагава при 3—4 ГПа. *T*, °С (*P*, ГПа): 1 — 700(3), 2 — 800(3), 3 — 800(4), 4 — 900(4), 5 — 1000(3), 6 — 1000(4), 7 — 1100(3), 8 — 1100(4). Пунктирные линии показывают общие тренды изменения составов.

Таблица 5. Микронзондовые анализы расплава в продуктах опытов при 3 ГПа

Компонент	MB17 (700 °C)	MB15 (800 °C)			MB18 (1000 °C)				MB19 (1100 °C)				
	М	М	С	С	Э	М	С	С	Э	М	С	С	Э
SiO ₂ , мас. %	62.85	66.01	65.40	0.09	64.11	58.94	55.44	1.08	57.08	56.26	63.84	0.44	53.95
TiO ₂	0.00	0.43	0.36	0.01	0.27	2.05	2.75	0.00	1.79	0.95	0.31	0.00	3.17
Al ₂ O ₃	13.30	13.26	13.49	0.03	13.86	12.75	9.39	0.00	16.25	15.56	12.74	0.00	13.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.81	1.13	1.55	7.89	2.34	5.83	9.95	8.80	4.71	9.43	9.95	9.95	10.43
MnO	0.00	0.00	0.00	0.30	0.27	0.00	0.00	0.53	0.03	0.00	0.00	0.50	0.00
MgO	0.82	0.00	0.00	3.72	0.00	0.85	1.31	6.93	0.50	1.13	0.50	6.69	3.08
CaO	3.80	2.15	1.95	56.86	3.02	6.59	7.22	41.78	7.93	8.82	4.00	36.62	9.35
Na ₂ O	0.61	0.60	0.26	0.01	0.54	0.71	0.64	0.00	1.07	0.46	1.77	0.00	0.38
K ₂ O	2.55	3.17	1.31	0.02	2.39	1.78	1.25	0.00	1.49	0.54	1.25	0.00	0.45
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	1.09	0.62	0.00	—	0.80	0.00	0.00	0.00
Сумма	86.74	86.74	84.32	68.94	86.79	90.59	88.56	59.12	90.87	93.94	94.35	54.20	94.24

Таблица 6. Параметры эластичной модели

Параметр	Qz ¹	Cs ¹	Zo ²	Prp ¹	Omp ¹	Am ^{1,3}
K ₀ , ГПа	37.800	96.300	139.00	171.20	126.00	90.000
∂K/∂P	6.4000	8.4000	0.5400	4.9300	4.0000	4.0000
∂K/∂P · 10 ⁶ , Па·К ⁻¹	-8.5000	0.0000	19.800	-19.500	0.0000	0.0000
α ₀ · 10 ⁻⁶ , К ⁻¹	14.170	5.9700	26.600	28.800	22.000	42.826
∂α/∂P, К ⁻¹ /Па	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	—
∂α/∂T · 10 ⁻⁹ , К ⁻²	96.581	7.6970	-2.0300	2.7870	2.6940	0.51993
∂α/∂T ⁻² , К	-1.6973	-0.1231	0.0000	-0.5521	-0.5588	0.6000
μ ₀ · 10 ¹⁰ , Па	—	—	—	9.2600	—	—
∂μ/∂P	—	—	—	1.5600	—	—
∂μ/∂T, Па·К ⁻¹	—	—	—	-10.2000	—	—

Примечание. K₀ — коэффициент объемного сжатия, α — коэффициент термального расширения, μ — модуль сдвига.

¹ [Mineral physics..., 1995].

² [Grevel et al., 2000].

³ [Holland, Powell, 1998].

от контактирующего минерала). Такой тренд изменения состава свидетельствует о том, что микроочаги расплава перестают быть изолированными, и рост нового граната фактически контролируется единым флюидом.

Эффект деформаций. Ранее высказывалось предположение о том, что гранат, являющийся наиболее прочным минералом эклогитовой ассоциации [Jin et al., 2001], может быть существенно ослаблен из-за присутствия в нем легкоплавких включений [Perchuk et al., 2008]. Этот эффект установлен в одном из опытов, где деформации при нагрузке ячейки высокого давления создали зоны сдвиговых деформаций (микроширзоны) в гранате. Примечательно, что изменялась лишь та часть граната, в которой находятся многочисленные включения, испытавшие частичное или полное плавление, в то время как участки кристалла, лишенные включений, осталась без изменений (рис. 8). Таким образом, реология граната, от которой во многом зависит вязкость эклогитового слоя плиты в целом, может в значительной степени контролироваться легкоплавкими включениями, находящимися в гранате.

Давление во включениях и образование коэсита. Повышение давления при погружении плиты (породы, минерала) в зоне субдукции (равно как и в эксперименте) по-разному передается обладающим разными PVT свойствами минералу-хозяину и минеральным включениям в нем. Модель эластичного включения позволяет оценить этот эффект количественно [Gillet et al., 1984].

Проиллюстрируем результаты моделирования на примере главных типов включений в гранате, участвовавших в нашем эксперименте. Радиус включения r' во вмещающем гранате радиусом R рассчитывался по уравнению

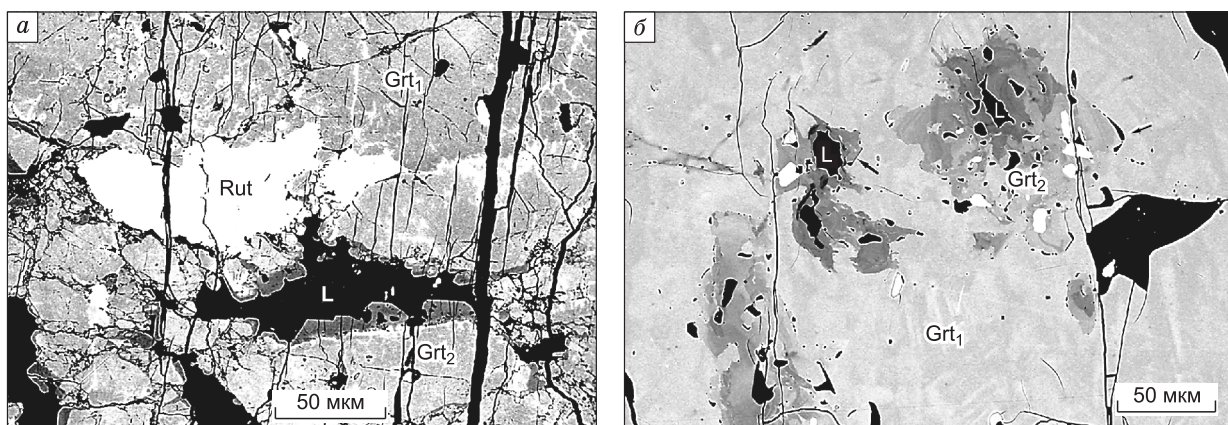


Рис. 6. Рост нового граната.

a — идиоморфные кристаллы в расплаве (МВ15М, 800 °С, 3 ГПа, 276 ч), *б* — ксеноморфные очертания и пятнистая гетерогенность при замещении вмещающего граната (МВ18Э, 1000 °С, 3 ГПа, 96 ч). Стрелками показаны полоски и капли расплава вдоль границы замещения.

$$r' = r_0 \cdot \left[\exp \left(\int_{T_1}^{T_2} \alpha(T) dT \right) \right]^{1/3},$$

где $\alpha(T) = \alpha_0 + \frac{\partial \alpha}{\partial P} \cdot P + \frac{\partial \alpha}{\partial T} \cdot T + \frac{\partial \alpha}{\partial T^2} \cdot T^{-2}$, $r_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ м, $R = 2.5 \cdot 10^{-3}$ м. Значения параметров, используемых в расчетах, приводятся в табл. 6. При погружении граната (породы) вдоль «теплой» геотермы [Реасоск, 1990] включения кварца и амфибола будут находиться под повышенным давлением, в то время как давление во включениях омфациита и клиноцоизита ниже, чем давление на вмещающий гранат. Эти результаты получены без учета плавления минералов. В случае плавления объем включения должен увеличиться. Но этому препятствуют стенки вмещающего граната, и во включении создается избыточное давление. Если же предел прочности граната превышен, включение разрывает его, формируя характерные радиальные трещины, выполненные продуктами раскристаллизации расплава.

Согласно эластичной модели, включения кварца во всех опытах должны превращаться в коэсит (рис. 9). Однако, по результатам рамановской спектроскопии, коэсит (основной пик при 517 см^{-1}) однозначно диагностируется лишь в самом высокотемпературном опыте МВ10 при 4 ГПа. В остальных опытах при этом давлении рамановские пики коэсита проявлены слабо, а спектры кварца отсутствуют вовсе. В серии опытов при 3 ГПа, наоборот, удалось обнаружить лишь пики кварца (основной пик при 462 см^{-1}).

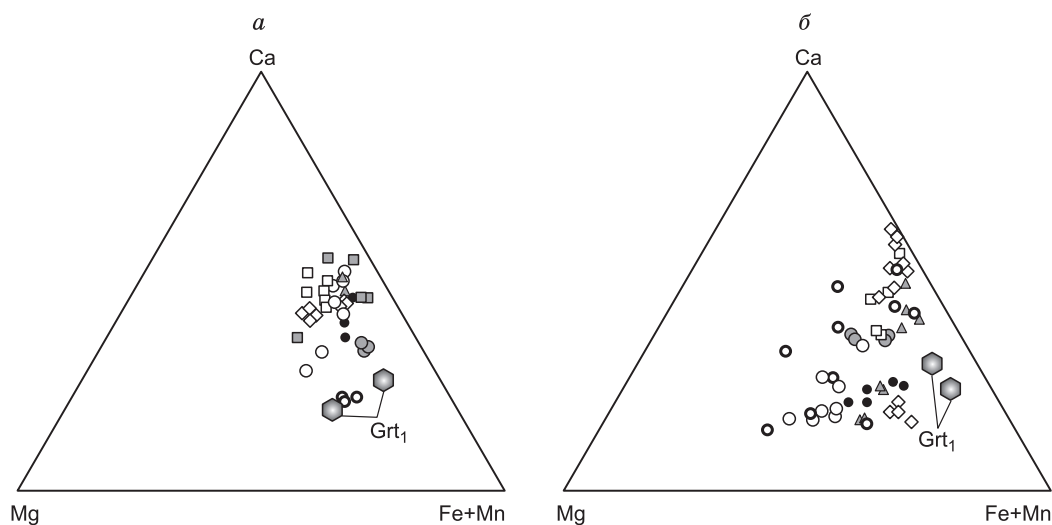


Рис. 7. Составы исходного и новообразованного гранатов.

a — гранат из максютовского комплекса, *б* — гранат из комплекса Самбагава. Усл. обозн. см. на рис. 5.

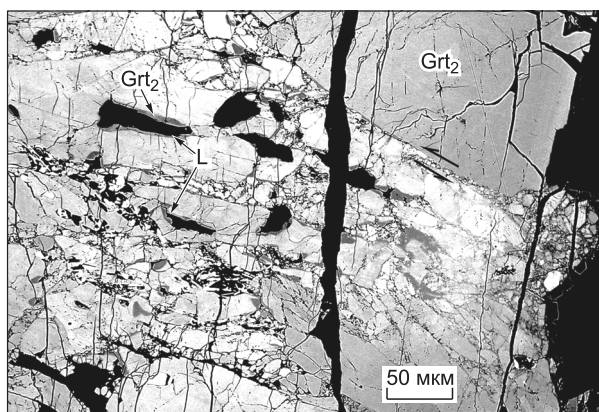


Рис. 8. Развитие в гранате зоны сдвиговых деформаций (МВ18Э, 800 °С, 3 ГПа, 276 ч).

Деформации наблюдаются только в той области, где произошло дегидратационное плавление включений.

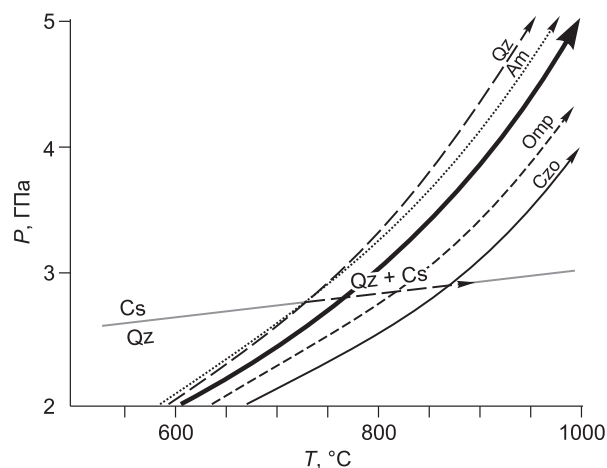


Рис. 9. Моделирование давления во включениях клиноцоизита, омфацита, амфибола и кварца (коэзита) в гранате [Gillet et al., 1984].

Жирная линия — теплая геотерма [Реасок, 1990]. Пояснения см. в тексте.

Экспериментальное исследование кинетики перехода кварц → коэзит с порошками показало [Perillat et al., 2003], что полное замещение 5 мкм кристаллов кварца коэзитом при 700 °С и 3 ГПа (это соответствует параметрам нашего эксперимента МВ17, см. табл. 1) происходит за 84 мин. Включения монокристаллов кварца, использованные в наших опытах, были существенно крупнее (на порядок и более) частиц, которые применяли Ж. Перийя с соавторами [Perillat et al., 2003], что, несомненно, сказалось на кинетике этого превращения [Avrami, 1939]. Видимо, размер кристаллов являлся основной причиной отсутствия коэзита в опытах при 3 ГПа с небольшим превышением по давлению над линией перехода кварц → коэзит. Увеличение давления в поле коэзита (серия опытов при 4 ГПа) ускоряло кинетику этого превращения.

Моделирование стрессовых нагрузок во включениях требует дальнейшего совершенствования, так как использованное нами аналитическое решение не учитывает реальную геометрию включений, а также возможность их взаимодействия с минералом-хозяином. Тем не менее модель позволяет получить важные сведения о степени и знаке отклонения давления основных минеральных включений в гранате от давления, которое испытывает порода.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

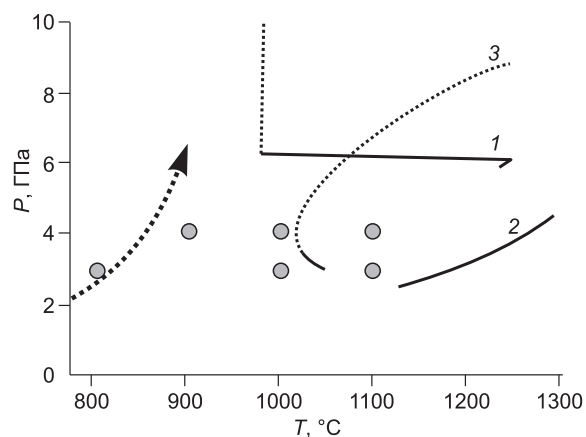
Включения расплава в минералах. Изученные продукты плавления твердофазовых включений генетически отличны от типичных расплавных включений [Соловова и др., 1992; Sobolev, Shimizu, 1993], захваченных при равновесном росте минерала-хозяина. Включения, образованные при плавлении *in situ*, должны испытывать более высокие стрессовые нагрузки и отличаться большей степенью неравновесности к вмещающему гранату, чем чисто расплавные включения. В силу этого критерии диагностики последних в метаморфических породах могут иметь свою специфику, понять которую позволит специальное исследование. В настоящее время признаками расплавных включений в метаморфических породах считаются их полиминеральность, сферическая форма [Korsakov, Hermann, 2006; Шацкий и др., 2006; Lang, Gilotti, 2007] или форма отрицательного кристалла [Stöckhert et al., 2001]. Раскристаллизованные расплавные включения карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива могут содержать глобулы [Шацкий и др., 2006], множественные каплевидные выделения микрофаз [Korsakov, Hermann, 2006] или ореолы декрепитации [Перчук, 2008]. Независимо от генетического типа включений расплава следует учитывать, что минеральные ассоциации, возникающие по ним (включая новообразованные гранаты), не отвечают *PT*-условиям захвата включений.

Таким образом, реликты более ранних минеральных парагенезисов, бронированные от воздействия внешнего флюида оболочкой минерала-хозяина, могут существенно преобразовываться под воздействием локального (внутреннего) флюида и меняющихся *PT*-условий, оказывая при этом существенное влияние на состав вмещающего граната. Эти данные необходимо учитывать при петрологических исследованиях пород высоких ступеней метаморфизма.

Водный солидус карбонатов. Проблемы рециклинга углерода в зонах субдукции и происхождения карбонатитов подогревают интерес к определению *PT*-условий, при которых возможно плавление

Рис. 10. *PT*-диаграмма с солидусом карбонатизированного эклогита, по [Dasgupta et al., 2004], с изменениями.

Кружки — *PT*-параметры наших экспериментов, в которых наблюдается плавление карбонатов. 1 — по [Hammouda, 2003], 2 — по [Yaxley, Brey, 2004], 3 — по [Dasgupta et al., 2004]. Стрелка — геотерма на поверхности плиты, погружающейся в настоящее время под Никарагуа [Peacock et al., 2005].



карбонатных минералов и отделение карбонатных расплавов от субдуцирующей плиты. Экспериментальные исследования в этом направлении пока не способствовали решению данного вопроса [Hammouda, 2003; Dasgupta et al., 2004; Yaxley, Brey, 2004], поскольку полученные результаты по солидусу различных карбонатизированных эклогитов весьма противоречивы (рис. 10). Они отрицают возможность плавления карбонатов (и, соответственно, отделения карбонатных расплавов от плиты) на глубинах более 200 км даже в присутствии водного флюида [Hammouda, 2003]. Наши опыты по плавлению карбонатных и силикатных включений в гранатах из комплекса Самбагава (см. рис. 4, 10) показали, что плавление карбонатов в присутствии воды может происходить при температурах существенно более низких (порядка 800 °C при 3 ГПа), чем предсказывалось в предыдущих экспериментальных работах (>1000 °C при 2–6 ГПа, см. рис. 10). Установленные *PT*-условия плавления карбонатных включений позволяют рассматривать вариант плавления карбонатов в относительно горячих плитах (например, в зоне субдукции Никарагуа [Peacock et al., 2005]) на глубинах менее 100 км под воздействием водного флюида, выделившегося при разложении водосодержащих минералов.

Включения расплава в гранатах из карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива.

Находки алмаза в метаморфических комплексах [Dobrzhinetskaya et al., 2007] порождают оживленную дискуссию о его генезисе в обстановке субдукции/коллизии. По этой проблеме можно выделить две основные гипотезы. Ряд ученых придерживаются точки зрения, что алмаз имеет метаморфическое происхождение. Его кристаллизация происходила под воздействием флюида, в котором доминировал метан [Sobolev, Shatsky, 1990], либо COH-флюид с широким спектром примесных компонентов [De Corte et al., 1998; Ogasawara et al., 2000; Stöckhert et al., 2001; Dobrzhinetskaya et al., 2003, 2005, 2007]. Прямое изучение флюидных нановключений в алмазах из гранат-биотитового гнейса и карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива показало наличие во флюиде C, O, H, K, Cl, Fe, Si [Dobzhinetskaya et al., 2005; Hwang et al., 2005]. Наряду с этим все большее внимание уделяется гипотезе частичного плавления пород в метаморфических комплексах высокого давления и сопряженного алмазообразования [Перчук, Япаскурт, 1998; Shatsky et al., 1999; Hwang et al., 2001, 2006; Perchuk et al., 2002; Massonne, 2003; Korsakov et al., 2004; Dobretsov, Shatsky, 2004; Korsakov, Hermann, 2006; Перчук, 2008].

Обсуждая эти две гипотезы, следует иметь в виду, что алмазообразование в коллизионных обстановках происходит, скорее всего, при *PT*-условиях, превышающих вторую критическую точку [Ryabchikov, Boettcher, 1980; Shen, Keppeler, 1997; Bureau, Keppeler, 1999; Wyllie, Ryabchikov, 2000], т.е. в условиях стабильности единой надкритической жидкости. На первый взгляд это может примирить альтернативные гипотезы. Однако в действительности проблема является более масштабной, поскольку речь идет о физическом состоянии вещества погружающейся плиты в момент алмазообразования. А именно, сохранялась ли в плите исходная твердокристаллическая толща, и через нее фильтровались флюиды, производя соответствующие метаморфические и/или метасоматические изменения в породах. Либо же в плите возникали очаги плавления, с которыми и связано алмазообразование. Таким образом, проблема алмазообразования так или иначе тесно связана с геотектонической проблемой подъема глубинных метаморфических пород к земной поверхности. Частичное плавление пород значительно снижает их плотность и вязкость, тем самым способствуя их отделению от плиты (деламинации) и всплыванию в межплитной области [Dobretsov, Shatsky, 2004; Добрецов и др., 2006; Gerya et al., 2007].

Обнаружение продуктов плавления в породах ультравысокобарных метаморфических комплексов осложнено тем, что будучи раскристаллизованными в условиях высоких стрессовых нагрузок, обводненные расплавы обладают признаками типичных метаморфических пород [Massonne, 2003; Перчук, 2008]. Приведенные выше экспериментальные данные [Perchuk et al., 2005, 2008] дают возможность понять, какой вид будут иметь включения, испытавшие плавление. На этом основании можно проводить прямую аналогию с природными образцами.

В качестве примера рассмотрим алмазоносные и безалмазные карбонатно-силикатные породы из месторождения Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Здесь карбонатно-силикатные породы встречаются

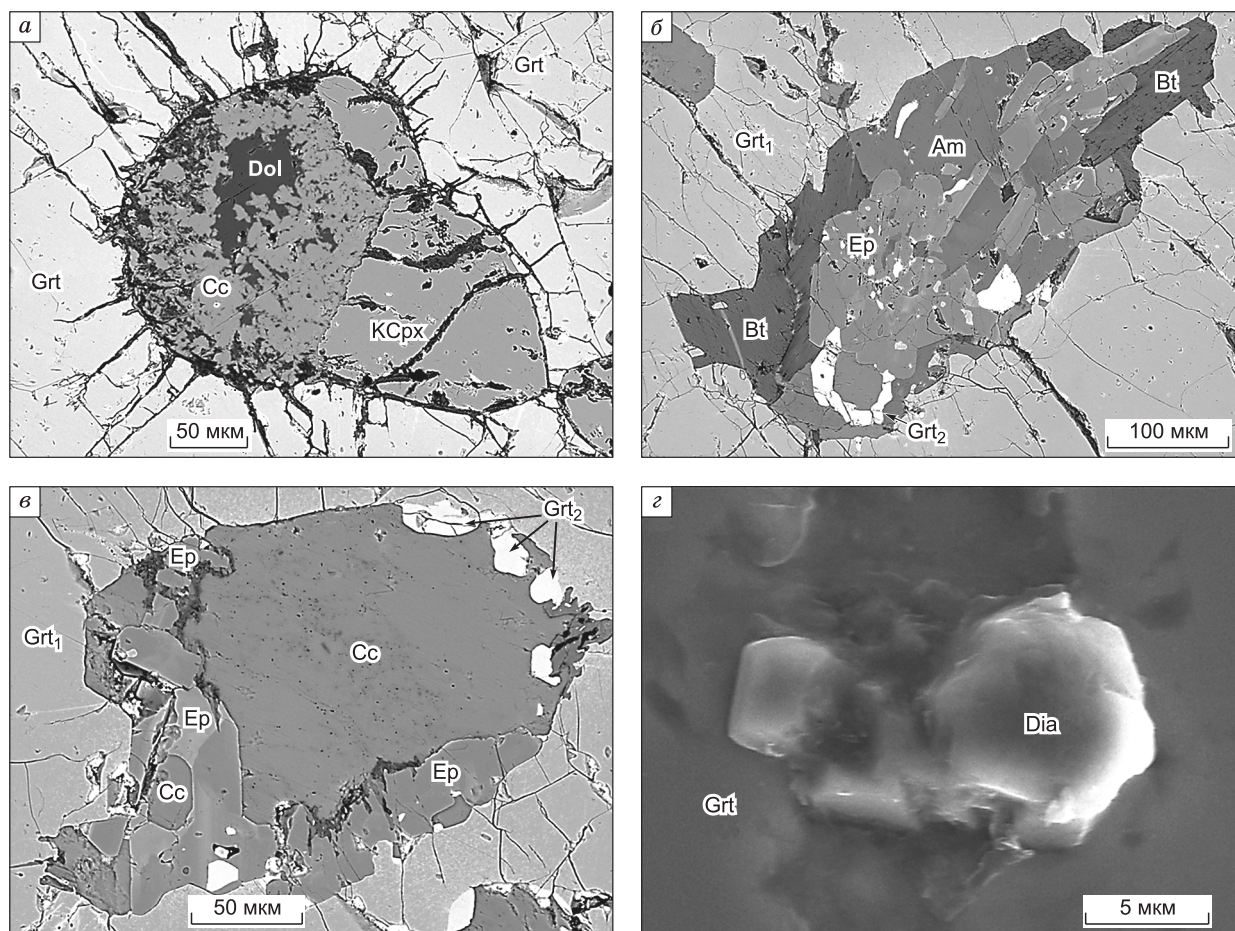


Рис. 11. Минеральные включения в гранате из алмазоносной карбонатно-силикатной породы (обр. К7-5).

a — Dol + Cc + KСрх с радиальными трещинами вокруг карбонатной части включения, *б* — Bt + Ep + Am + Grt₁, *в* — Cc + Ep + Grt₂, *г* — микроалмаз. Изображения в обратнорассеянных (*a–в*) и вторичных (*г*) электронах.

в виде прослоев и линз среди биотитовых гнейсов и сланцев. Они сложены преимущественно гранатом, пироксеном и карбонатом. Характерной особенностью этих пород является полосчатость, выраженная в чередовании слоев, обогащенных гранатом и пироксеном, со слоями, в которых преобладает карбонат [Шацкий и др., 2006].

Алмазоносная карбонатно-силикатная порода (обр. К7-5) имеет зеленовато-серый цвет, массивную текстуру и неравномерно-зернистую, порфирогранобластовую структуру. Основной объем породы выполнен карбонатами (кальцит и доломит), гранатом и амфиболом. В подчиненных количествах встречаются клинопироксен, биотит, клиноцоизит и акцессории (апатит и рутил). Порфиробласты граната насыщены включениями минералов, слагающих основную массу породы (Срх, Cc, Dol, Bt, Ep, Am), самых разных форм и размеров (рис. 11). Среди включений обнаружены индикаторы условий высокого давления — калиевый клинопироксен, содержащий до 1.0 мас.% K₂O, и алмаз. Составы включений и вмещающего граната приводятся в табл. 7. Вокруг некоторых карбонатных включений широко развиты тонкие ответвления и трещины, имеющие радиальное направление, характерное для структур разгрузки напряжений [Чесноков, Попов, 1965; van der Molen, van Roermund, 1986]. Отметим, что тонкие ответвления, выполненные карбонатами, прорывают не только вмещающий гранат, но и сосуществующий с ними калиевый пироксен, свидетельствуя об их наложенном характере по отношению к этому минералу (см. рис. 11, *a*). Еще одним важным аргументом в пользу плавления включения служит новый гранат, встречающийся как на стенках вакуолей, так и в самом включении (см. рис. 11, *б*, *в*). В отличие от вмещающего граната пироп-гроссулярового состава новообразования обогащены алмандиновым компонентом (рис. 12), что на первый взгляд не соответствует экспериментальным данным (см. рис. 7, *б*). Но в действительности оказывается, что составы новообразованных гранатов в природе и опыте различаются не столь значительно и даже имеют тенденцию к сближению, если учитывать заметное отличие составов

Таблица 7. Составы вмещающих гранатов и включений из карбонатно-силикатных пород Кокчетавского массива

Компонент	Сс	Dol	Сс	Dol	Срх	Срх	Grt ₁	Grt ₂	Grt ₁	Grt ₂	Spl
	К6-19	К6-19	К7-5	К7-5	К7-5	К6-19	К7-5	К7-5	К6-19	К6-19	К6-19
SiO ₂ , мас.%	0.00	0.06	0.13	0.00	55.07	54.67	39.40	38.93	41.56	41.45	0.01
TiO ₂	0.07	0.07	0.00	0.00	0.17	0.31	0.00	0.00	0.13	0.32	0.00
Al ₂ O ₃	0.04	0.27	0.13	0.16	2.13	1.70	22.12	21.99	22.81	23.11	65.72
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00
FeO	0.39	1.76	2.02	1.23	2.14	1.71	8.68	15.83	9.31	10.43	15.15
MnO	0.08	0.22	0.09	0.31	0.28	0.14	1.11	3.10	0.65	0.68	0.42
MgO	1.69	19.79	18.93	3.51	16.36	17.90	8.78	7.77	10.84	13.47	17.90
CaO	51.13	30.26	31.04	48.28	24.36	24.42	17.56	11.42	16.47	12.04	0.46
Na ₂ O	0.10	0.00	0.27	0.00	0.12	0.07	0.00	0.00	0.04	0.06	1.00
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	1.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.11	0.00
Сумма	53.50	52.51	52.62	53.49	101.64	100.92	97.66	99.05	101.93	101.70	100.66
Кристаллохимическая формула											
O	6	6	6	6	6	6	12	12	12	12	4
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	1.96	2.99	2.98	3.00	2.98	0.00
Al	0.00	0.01	0.00	0.01	0.09	0.07	1.98	1.99	1.94	1.96	1.97
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.05	0.05	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.51	0.98	0.51	0.58	0.32
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.07	0.20	0.04	0.04	0.01
Mg	0.09	0.92	0.88	0.18	0.87	0.96	0.99	0.89	1.17	1.44	0.68
Ca	1.89	1.01	1.04	1.77	0.94	0.94	1.43	0.94	1.27	0.93	0.01
Na	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Сумма	1.99	1.99	1.99	2.00	4.00	4.00	8.01	8.01	7.99	7.99	2.99
X _{Mg} [*]	0.89	0.95	0.94	0.84	0.93	0.95	0.66	0.47	0.69	0.71	0.68
X _{Ca} ^{**}	0.95	0.51	0.53	0.89	—	—	0.47	0.31	0.43	0.31	0.01

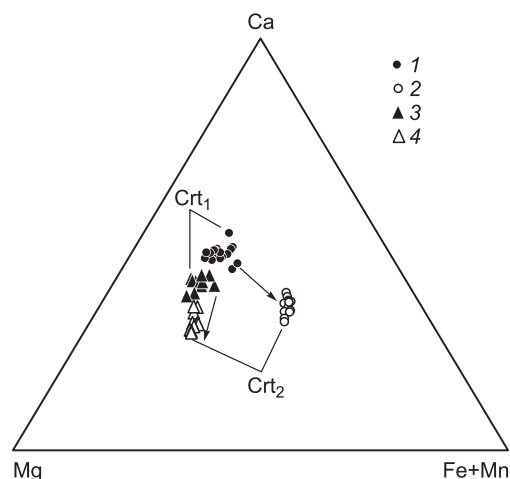
* X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe²⁺).

** X_{Ca} = Ca/(Ca + Mg + Mn + Fe²⁺).

вмещающих гранатов: высокомагнезиальных — в рассматриваемом образце алмазного гнейса и высокожелезистых — в исходных гранатах для экспериментов. Соотношение Na и K в клинопироксене указывает на максимальное давление порядка 5 ГПа (рис. 13), что хорошо согласуется с наличием в породе алмаза. Температура образования породы при этом давлении, согласно гранат-клинопироксеновому термометру [Ravna, 2000], составляет 860—900 °С.

Карбонатно-силикатная порода без алмаза (обр. К6-19) имеет гранобластовую, полосчатую текстуру, неравномерно-зернистую структуру. В ее состав в переменных количествах входят гранат, клинопироксен (без K₂O), а также доломит и кальцит. В подчиненных количествах присутствуют вторичный амфибол, рутил и апатит. Полосчатость определяется главным образом распределением граната и карбоната в объеме породы. Ксеноморфные кристаллы граната достигают 7 мм в диаметре, содержат включения кальцита, доломита, клинопироксена, корунда, шпинели и амфибола. В полиминеральных включениях иногда встречаются кальцит-доломитовые симплектиты (рис. 14). По периферии некоторых включений можно наблюдать мелкие ксеноморфные образования того же состава. Некоторые из них сохранили связь с материнским включением.

Рис. 12. Изменение состава граната в связи с полиминеральными включениями в образцах К7-5 (1, 2) и К6-19 (3, 4).



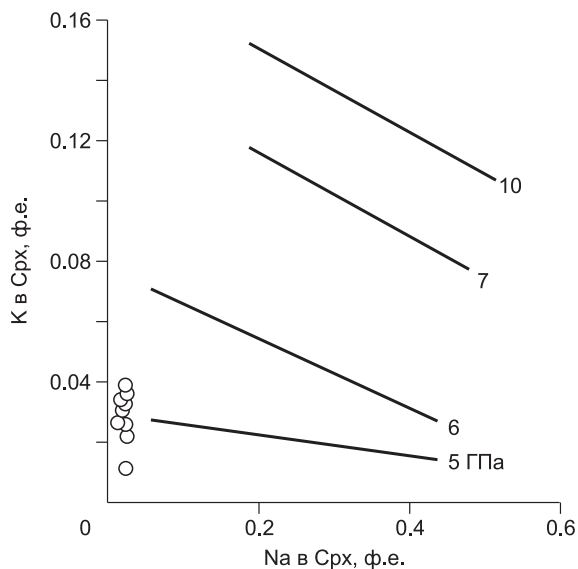


Рис. 13. Параметры состава включений калий-содержащих клинопироксенов (кружки) в гранатах из обр. К7-5 алмазонасной карбонатно-силикатной породы Кокчетавского массива на экспериментальной диаграмме соотношения концентраций К и Na в клинопироксенах [Сафонов и др., 2004, 2005].

ем через тонкие ответвления (см. рис. 14). Последние встречаются и без связи с ксеноморфными обособлениями. Примечательно, что вокруг включений (а иногда и в них самих) развивается новый «пятнистый» (на изображении в обратнорассеянных электронах) гранат (см. рис. 14). По отношению к вмещающему гранату он обогащен Mg и обеднен Fe и Ca (см. рис. 12). Новый гранат имеет ксеноморфные очертания со стороны вмещающего граната, а со стороны включения отчетливо проявлена тенденция к идиоморфизму. Аналогичные закономерности были обнаружены нами в продуктах экспериментов.

Все это убедительно свидетельствует о том, что включение прошло через стадию частичного плавления. Составы карбонатов и пироксенов из матрикса сходны по составу с включениями. Это позволяет предположить, что минералы матрикса также представляют продукты плавления. Несмотря на отсутствие ультравысокобарных фаз, эти породы относят к тому же уровню глубинности, что и сосуществующие с ними алмазонасные аналоги [Ogasawara et al., 2000]. Согласно гранат-клинопироксеновому термометру [Ravna, 2000], температура образования этих пород составляла 760—910 °С при 5 ГПа. Эти *PT*-оценки следует рассматривать как предварительные, так как надежных сенсоров давления в породе обнаружить не удалось.

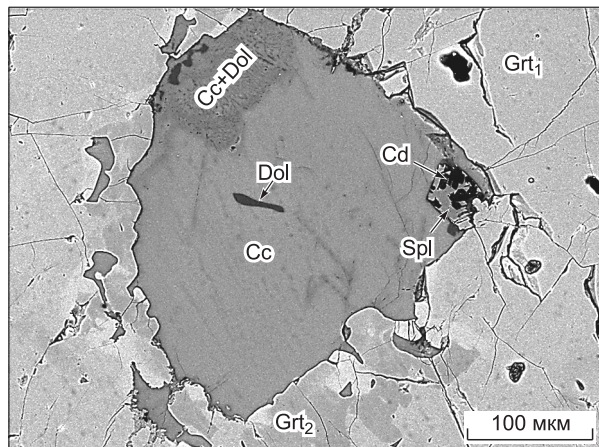
Полиминеральные включения в гранатах из карбонатно-силикатных пород рассматриваются нами как раскристаллизованные расплавы. Предполагая, что плавление происходило на пике *PT*-условий, продукты кристаллизации расплава следует считать регрессивными образованиями. Вероятными исключениями являются гранат, интенсивный рост которого из расплава фиксируется во всем экспериментальном диапазоне (см. табл. 2), а также клинопироксен, пересекаемый карбонатными прожилками (см. рис. 11, а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эксперименты при 700—1100 °С, 3—4 ГПа убедительно продемонстрировали, что изолированные минеральные включения в гранате, которые широко используются для восстановления *PT*-эволюции пород, могут на самом деле являться продуктами кристаллизации расплава. Опыты позволили выделить основные критерии диагностики расплава, образованного при плавлении кристаллических включений: 1) рост нового граната, имеющего состав, резко отличный от вмещающего граната; 2) новый гранат может расти как внутри включения, так и замещая стенки вмещающего граната; 3) новообразованный гранат может иметь пятнистую химическую гетерогенность; 4) с включениями связаны клиновидные выступы и тонкие ответвления, выполненные расплавом или продуктами его кристаллизации. Очевидно, что в природных образцах на месте расплава будут фиксироваться полиминеральные продукты его раскристаллизации. Выделенные выше признаки позволили однозначно идентифицировать продукты плавления в гранатах из карбонатно-силикатных пород месторождения Кумды-Коль в Кокчетавском массиве.

Рис. 14. Полиминеральное включение Сс + Dol + Spl + Cd в гранате из безалмазной карбонатно-силикатной породы (обр. К6-19).

Сс + Dol — область кальцит-доломитовых симплектитов. Вокруг тонких ответвлений кальцита и его серповидных изолированных фрагментов, генетически связанных с крупным включением, образуется новый «пятнистый» гранат.



ве. Наличие микровключений карбонатно-силикатного расплава по соседству с включениями алмаза в карбонатно-силикатной породе подтверждают корректность высказанной ранее гипотезы [Korsakov, Hermann, 2006; Шацкий и др., 2006] о ведущей роли таких расплавов в алмазообразовании. Кроме того, процессы плавления пород существенно снижают их вязкость и способствуют быстрому подъему к поверхности, что подтверждается как изотопными данными [Hermann et al., 2001], так и сохранностью резкой зональности между первичными и новообразованным гранатами (см. рис. 11, *a—в*, 14), которая неминусом сгладилась при длительности процесса в десятки миллионов лет [Perchuk et al., 2008].

Авторы признательны В.С. Шацкому, А.А. Заячковскому за помощь в проведении полевых работ в Кокчетавском массиве, Г.В. Бондаренко, А.А. Мухановой за содействие в исследованиях на Раман-спектрометре и на микрозонде соответственно, а также В.С. Шацкому и анонимному рецензенту за критические замечания по тексту рукописи.

Исследование проводилось при поддержке фонда А. фон Гумбольдта (Германия), РФФИ (гранты 06-05-65204, 06-05-64098, 07-05-00499, 07-05-10024к), гранта Президента РФ МД-130.2008.5, Фонда содействия отечественной науке, а также гранта НШ-1949.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

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

Перчук А.Л. Необычные включения в гранате из алмазоносного гнейса, Рудные горы, Германия // Геохимия, 2008, № 3, с. 331—338.

Перчук Л.Л., Япаскурт В.О. Глубинные ультракалийевые жидкости // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1756—1765.

Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Подлесский С.К. Условия формирования и динамика подъема эклогитов Кокчетавского массива (район горы Сулу-Тюбе) // Геохимия, 1998, № 10, с. 979—988.

Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Давыдова В.В. Включения расплава в эклогитовом гранате: экспериментальная демонстрация природного процесса // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 410—413.

Сафонов О.Г., Литвин Ю.А., Перчук Л.Л. Синтез омфацитов и особенности изоморфизма в клинопироксенах системы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—NaAlSi}_2\text{O}_6\text{—KAlSi}_2\text{O}_6$ // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 84—97.

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.

Соловова И.П., Гирнис А.В., Гужова А.В., Наумов В.Б. Магматические солевые включения в минералах щелочных базальтов Восточного Памира // Геохимия, 1992, № 1, с. 68—77.

Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР, 1965, т. 162, с. 909—910.

Шацкий В.С., Рогозин А.Л., Соболев Н.В. Некоторые аспекты метаморфической эволюции ультравысокобарических известково-силикатных пород Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 105—118.

Aoya M. *P—T—D* path of eclogite from the Sambagawa belt deduced from combination of petrological and microstructural analyses // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 1225—1248.

Avrami M. Kinetics of phase change // *J. Chem. Phys.*, 1939, v. 7, p. 1103—1112.

Bostick V.C., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M. L., Beane R.J. Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Metamorphic Complex, South Ural Mountains, Russia // *Amer. Miner.*, 2003, v. 88, p. 1709—1717.

Bureau H., Keppeler H. Complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids in the upper mantle: experimental evidence and geochemical implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 165, p. 187—196.

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

Chopin C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 212, p. 1—14.

Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 227, p. 73—85. doi:10.1016/j.epsl.2004.08.004.

De Corte K., Cartigny P., Shatsky V.S., Sobolev N.V., Javoy M. Evidence of fluid inclusions in metamorphic microdiamonds from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Geochim. Cosmochim. 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.
- Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Bozhilov K.N., Mitchell T.E., Dickerson R.M.** Crystallization environment of Kazakhstan microdiamond: evidence from nanometric inclusions and mineral associations // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, № 5, p. 425—437.
- Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Green H.W.** Direct observation and analysis of a trapped COH fluid growth medium in metamorphic diamond // *Terra Nova*, 2005, v. 17, p. 472—477.
- Dobrzhinetskaya L.F., Wirth R., Green H.W.** A look inside of diamond-forming media in deep subduction zones // *PNAS*, 2007, v. 104, p. 9128—9132.
- Donohue C.L., Essene E.J.** An oxygen barometer with the assemblage garnet-epidote // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 181, p. 459—472.
- Elvevold S., Gilotti J.A.** Pressure—temperature evolution of retrogressed kyanite eclogites, Weinschenk Island, North—East Greenland Caledonides // *Lithos*, 2000, v. 53, p. 127—147.
- Ganguly J., Cheng W., Tirone M.** Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 126, p. 137—151.
- Gerya T.V., Perchuk L.L., Burg J.-P.** Transient hot channels: perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high temperature crust-mantle associations in collision belts // *Lithos*, 2007, v. 103, p. 236—256.
- Gillet P., Ingrin J., Chopin C.** Coesite in subducted continental crust: *P-T* history deduced from an elastic model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 70, p. 426—436.
- Grevel C.** Druck- und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massives, Cuba // *Dr. rer. nat. Thesis*, Germany. Ruhr-Universität Bochum, 2000, 170 p.
- Grevel K.D., Nowlan E.U., Fasshauer D.W., Burchard M.** In situ X-ray diffraction investigation of lawsonite and zoisite at high pressures and temperatures // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 206—216.
- Hammouda T.** High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 357—368.
- Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
- Holland T.J.B., Powell R.** An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 309—343.
- Hwang S.L., Shen P., Chu H.T., Yui T.F., Lin C.C.** Genesis of microdiamonds from melt and associated multiphase inclusions in garnet of ultrahigh-pressure gneiss from Erzgebirge, Germany // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 9—15.
- 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.
- 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., Theunissen K., Smirnova L.V.** Intergranular diamonds derived from partial melting of crustal rocks at ultra-high pressure metamorphic conditions // *Terra Nova*, 2004, v. 16, p. 146—151.
- Lang H.M., Gilotti J.A.** Partial melting of metapelites at ultrahigh-pressure conditions, Greenland Caledonides // *J. Metamorph. Geol.*, 2007, v. 25, p. 129—147.
- Lennykh V.L., Valizer P.M.** High pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // 4th International Eclogite Field Symposium: field guide book. Novosibirsk, UIGGM SB RAS, 1999, p. 64.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: implications for ultrahigh-pressure metamorphism // *Int. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, p. 584—600.
- 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—364.
- Mineral physics and crystallography: a handbook of physical constants** / Ed. T.J. Ahrens. AGU Reference Shelf 2, Washington DC, 1995, 354 p.

- van der Molen I., van Roermund H.L.M.** The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift // *Lithos*, 1986, v. 19, p. 317—324.
- Jin Z.-M., Zhang J., Green H.W., Jin S.** Eclogite rheology: implications for subducted lithosphere // *Geology*, 2001, v. 29, p. 667—670.
- Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K., Katayama I.** Maruyama diamond-bearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Island Arcs*, 2000, v. 9, p. 400—416.
- Peacock S.M.** Fluid processes in subduction zones // *Science*, 1990, v. 248, p. 329—337.
- Peacock S.M., van Keken P.E., Holloway S.D., Hacker B.R., Abers G.A., Ferguson R.L.** Thermal structure of the Costa Rica — Nicaragua subduction zone // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2005, v. 149, p. 187—200.
- Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.N., Korsakov L.P.** Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 265—310.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M.** 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.
- Perchuk A.L., Burchard M.M., Maresch W.V., Schertl H.-P.** Fluid-mediated modification of garnet interiors under ultrahigh-pressure conditions // *Terra Nova*, 2005, v. 17, p. 545—553.
- Perchuk A.L., Burchard M., Maresch W.V., Schertl H.-P.** Melting of hydrous and carbonate mineral inclusions in garnet host in ultrahigh pressure experiments // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 25—45.
- Perrillat J.P., Daniel I., Lardeaux J. M., Cardon H.** Kinetics of the coesite — quartz transition: application to the exhumation of ultrahigh-pressure rocks // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 773—788.
- Poli S., Schmidt M.W.** The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 130, p. 162—175.
- Ravna E.K.** The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration // *J. Metamorph. Geol.*, 2000, v. 18, p. 211—219.
- Ryabchikov I.D., Boettcher A.L.** Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth // *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, p. 915—919.
- Schilling F., Wuender B.** Temperature distribution in piston-cylinder assemblies: numerical simulations and laboratory experiments // *European J. Miner.*, 2004, v. 16, p. 7—14.
- 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.
- Shen A.H., Keppler H.** Direct observation of complete miscibility in the albite—H₂O system // *Nature*, 1997, v. 385, p. 710—712.
- Sobolev A.V., Shimizu N.** Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*, 1993, v. 363, p. 151—154.
- 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.
- Stöckhert B., Duyster J., Trepman C., Massonne H.-J.** Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical COH silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // *Geology*, 2001, v. 29, p. 391—394.
- Thompson R.N., Kushiro I.** The oxygen fugacity within graphite capsules in piston-cylinder apparatus at high pressures // *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 1972, v. 71, p. 615—616.
- Wyllie P., Ryabchikov I.D.** Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1195—1206.
- Yaxley G.M., Brey G.P.** Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 146, p. 606—619.

*Поступила в редакцию
12 сентября 2008 г.*