

## ГРАНАТОВЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ ПРИМОРЬЯ – ГЛУБИННЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЛИ РОДСТВЕННЫЕ МЕГАКРИСТЫ?

*С.В. Высоцкий, С.А. Щека, А.В. Баркар, В.Л. Иванова, А.А. Карабцов*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приводятся результаты детальных исследований гранатов и гранат-пироксеновых включений из щелочных базальтов Приморья. Во включениях описаны два гетерогенных минеральных парагенезиса – ранний, (первичный), и поздний, (вторичный). Первичный парагенезис, который отражает период формирования породы, представлен ассоциацией гранат-клинопироксен-ортопироксен-плагиоклаз-ильменит. Вторичный парагенезис представлен ассоциацией ортопироксен-плагиоклаз-шпинель, развивающейся по гранату. Преобразование граната является типичным процессом смены гранатового парагенезиса более высокотемпературным пироксен-плагиоклаз-шпинелевым, что отражает попадание граната в высокотемпературную базальтовую магму в виде ксенолита. На основании изучения состава и взаимоотношений минералов, а также анализа подобных минеральных ассоциаций из щелочных базальтов разных районов мира и базит-гипербазитовых интрузий сделан вывод, что приморские гранатовые включения являются типичными ксенолитами и ксенокристами – отторженцами толеитовых интрузий офиолитового комплекса, испытавшими преобразования во вмещающей базальтовой магме.

**Ключевые слова:** гранат-пироксеновые включения, щелочные базальты, Приморье, Россия.

### ВВЕДЕНИЕ

Известно, что среди полнокристаллических включений как в щелочных, так и в толеитовых базальтах широким распространением пользуются крупные мегакристы гранатов, шпинелей, оливина, пироксенов, слюд, роговых обманок, ильменита и магнетита. Иногда они образуют гломеропорфировые сростки или моно-биминеральные самостоятельные средне-крупнокристаллические включения. По поводу генезиса таких мегакристов и включений, как впрочем и включений шпинелевых и гранатовых перидотитов, существует несколько точек зрения [2]. Одни из них, включая гранатовые перидотиты и офиолитовые гипербазиты, считаются в разной степени преобразованными во вмещающей магме ксенолитами [14], другие обнаруживают геохимические, петрологические и изотопные сходства с вмещающими базальтами.

Особый интерес представляют включения с гранатом, поскольку они позволяют, в отличие от шпинелевых, более корректно оценить глубины формирования и начала кристаллизации несущих их магм. Все известные ранее в Приморье включения представлены шпинелевыми разностями [15], однако в последние годы в одном из вулканов были обнаружены мегакристы и сростки пироксенов и граната [3].

По ряду признаков (оранжевый цвет граната, зеленый – клинопироксена, реакционные каемки в контакте с базальтом) они отличаются от типичных глубинных мегакристов в щелочных базальтах. Поэтому возникает вопрос – являются ли они глубинными ксенолитами или продуктами ранней кристаллизации магмы?

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Указанные включения были обнаружены авторами в одном из палеовулканов, получившем название Конфетка. Вулкан располагается в Красноармейском районе Приморского края (рис. 1) в правом борту ключа Филькина, правого притока р. Большой Уссурки. Он относится к вострецовской группе щелочнобазальтовых вулканов, приуроченных к границе мезозойской Сихотэ-Алинской и раннепалеозойской Ханкайской аккреционных систем. Щелочные базальты прорывают и перекрывают ранне-среднеюрские олистостромово-турбидитовые толщи (песчаники, алевролиты и аргиллиты), чередующиеся с пластинами триас-раннеюрских и позднепермских кремней, характерных для нижнего структурного уровня Самаркинского террейна. Возраст вулкана, по данным изотопного датирования (С.В. Рассказов, А.А. Чашин, неопубликованные данные), составляет  $7.6 \pm 0.5$  млн лет.

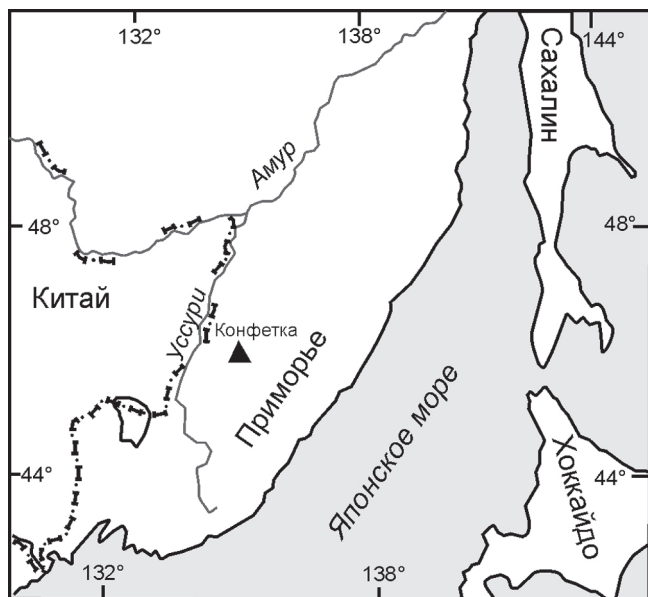


Рис. 1. Местоположение изученного района.

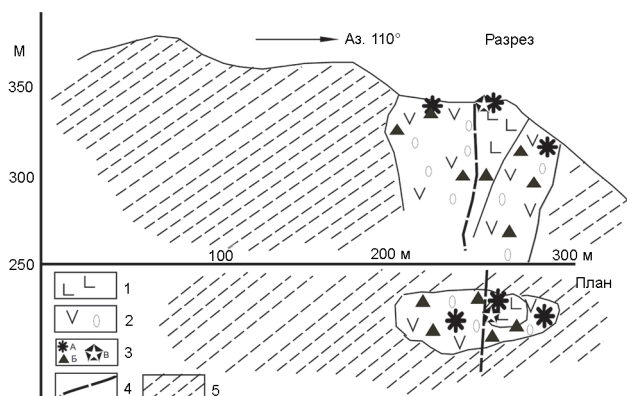


Рис. 2. Геологическое строение вулкана Конфетка.

1 – массивные базальты; 2 – пирокластика; 3 – лерцолитовые включения (а), мегакристы (б), гранатовые породы (в); 4 – разлом; 5 – вмещающие осадочные породы.

Вулкан Конфетка представляет собой жерловицу (рис. 2), сложенную глыбами и мелкими обломками массивных и пористых базальтов, сцементированными гидротермально измененным пепловым материалом. Как в массивных (экструзивных) базальтах, так и в пепловой массе многочисленны мегакристы полевых шпатов, пироксенов, слюды, сапфира, керсутита, оливина и шпинели. Довольно часто в базальтах встречаются включения шпинелевых лерцолитов. При промывке туфового материала в тяжелой фракции, наряду с указанными минералами, были обнаружены оранжево-красные гранаты и фрагменты гранат-клинопироксен-ильменитовых, гранат-

клинопироксен-плаггиоклазовых и гранат-ортопироксеновых пород размером 5–6 мм в диаметре. Дальнейшие исследования позволили обнаружить их и непосредственно в обломках базальтов.

### ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

Базальты представлены оливиновыми разновидностями, причем среди оливинов встречаются как фрагменты лерцолитовых включений ( $Fa_{8-10}$ ), так и фенокристы ( $Fa_{17-18}$ ). Все изученные разновидности несут порфировые вкрапления пироксенов, оливина, полевого шпата, редко – амфибола. Фенокристы составляют до 20% от общего объема породы. Основная масса сложена микролитами клинопироксена (30–40%), оливина (0–20%), рудного минерала (магнетит, ильменит; 2–5%) и плаггиоклаза (1–5%), погруженными в стекло или криптокристаллический агрегат (40–65%). Иногда появляются разновидности с анортклазом или нефелином.

По химическому составу базальты относятся к щелочным и характеризуются повышенной натровостью (табл. 1). Кроме того, они являются наиболее железистыми среди вострцовской группы и обогащены Cl, Zr, Nb, Sr и P.

Гранаты утратили кристаллографические формы, трещиноваты и изменены по краям зерен и по трещинам (рис. 3). Неизменные зоны граната имеют оранжево-красный цвет, прозрачны, иногда содержат включения ильменита. Размеры наиболее крупного кристалла из туфов составляют  $16 \times 11 \times 9$  мм, из базальтов – не более 3 мм. В сростках с другими минералами гранат обычно занимает большую часть объема (60–95%), слагая ядро фрагмента, а по краям расположены кристаллы клино- или ортопироксена (5–15%) и ильменита (5–10%). В некоторых фрагментах присутствует плаггиоклаз, расположенный между гранатом и клинопироксеном.

По химическому составу (табл. 2) гранаты представлены альмандин-пиропом и образуют две группы – относительно высококальциевую (CaO около 6 мас. %), более многочисленную, и низкокальциевую (CaO около 3 мас. %), железистую. Первая группа характеризует клинопироксеновый парагенезис, вторая – ортопироксеновый. В свою очередь, в клинопироксеновой группе выделяются высокожелезистые ( $f=69-70\%$ ) и магнизальные разновидности. В магнизальных ( $f=46-54\%$ ) гранатах появляется примесь хрома (0.15–0.16 мас. %  $Cr_2O_3$ ), что несомненно свидетельствует о принадлежности их к ортопородам.

Клинопироксены представлены умереннотитанистыми низкохромистыми высококальциевыми разновидностями (табл. 2). Спецификой их состава

Таблица 1. Химический состав базальтов вулкана Конфетка.

№ пробы	В-1100	В-1104/1	АВ-1121/1	АВ-1121/2	В-973	В-972	В-1130
SiO <sub>2</sub>	44.31	43.28	44.93	43.79	44.40	44.9	47.69
TiO <sub>2</sub>	1.87	3.04	2.84	2.99	1.80	1.90	2.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.32	14.77	14.67	13.91	15.49	15.52	16.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.18	7.32	7.20	8.31	6.26	5.59	7.42
FeO	4.36	6.00	5.65	5.37	6.14	6.21	3.63
MnO	0.18	0.14	0.18	0.16	0.20	0.20	0.18
MgO	5.30	7.52	7.30	7.87	7.50	6.75	5.55
CaO	7.05	8.98	8.18	8.46	7.07	7.68	6.83
Na <sub>2</sub> O	4.48	3.54	3.62	3.12	6.42	5.18	4.42
K <sub>2</sub> O	0.95	0.82	1.01	0.85	1.20	3.42	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.90	0.78	0.76	0.74	1.05	0.84	н.о.
H <sub>2</sub> O-	1.85	0.81	0.70	0.80	0.33	0.30	0.08
П.п.п	4.06	2.62	2.56	3.23	2.17	1.08	2.92
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.07
Сумма	99.81	99.62	99.60	99.60	100.03	99.57	99.68
f	55.35	48.41	48.22	47.78	46.80	48.28	51.00
Cl*	580	н.о.	299	335	н.о.	н.о.	н.о.
F*	283	н.о.	266	285	н.о.	н.о.	н.о.
Ni*	163	167	138	138	125	71	н.о.
Co*	43	55	50	49	53	46	н.о.
Cr	80	120	150	140	150	95	н.о.
V	66	120	135	130	140	83	н.о.
Sc	12	25	18	13	13	11	н.о.
Sn	3	4	4	4	н.о.	н.о.	н.о.
Cu	45	70	100	80	47	37	н.о.
Pb	13	20	23	16	23	н.о.	н.о.
Zn	58	74	100	74	н.о.	н.о.	н.о.
W	6	13	11	7	н.о.	н.о.	н.о.
Mo	6.6	6.9	7.3	5.9	н.о.	н.о.	н.о.
Rb*	75	58	40	23	н.о.	н.о.	н.о.
Sr*	1271	1576	1251	995	н.о.	н.о.	н.о.
Be	4.2	2.5	1.8	2.3	н.о.	н.о.	н.о.
Nb*	59	72	62	49	н.о.	н.о.	н.о.
Zr*	341	378	344	278	240	140	н.о.
Y*	29	26	26	19	н.о.	н.о.	н.о.
Ga	15	20	22	21	н.о.	н.о.	н.о.
La	43	76	34	31	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	2.3	3	2.5	1.8	н.о.	н.о.	н.о.

*Примечание.* Оксиды определены в ДВГИ весовым химическим методом (аналитик Л.И. Алексеева), элементы ( $n \cdot 10^{-4}\%$ ) – методами количественного эмиссионного спектрального анализа (аналитики Л.И. Азарова, В.И. Сеченская и Т.К. Бабова) и РФА (отмечены звездочкой, аналитик Е.А. Ноздрачев), н.о. – не определялось.

являются повышенной натровость (0.9–1.27 мас. % Na<sub>2</sub>O) и преобладание Al<sup>IV</sup> над Al<sup>VI</sup> ( $A^{VI}/\sum Al - 32.4-48.0$  ат. %). При этом магнезиальные разновидности более глиноземисты (6.5–7.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и титанисты (1–1.4 мас. % TiO<sub>2</sub>), чем железистые (4.0–4.7 % и 0.6–0.7 %, соответственно) при равной кальциевости. Ортопироксен (табл. 2) гранат-пироксеновых сростков характеризуется пониженными глиноземистостью и кальциевостью и повышенной марганцовистостью.

Для ильменита (табл. 2) характерны повышенные содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.2–0.7 мас. %) при низкой окисленности ( $Fe^{+3}/\sum Fe - 6.4-10.3$  ат. %). С магнезиальными силикатами ассоциируют и более магнезиальные (3.7–4.4 мас. % MgO) разновидности ильменита (1.8 мас. % MgO – в железистых). Ильмениты из ортопироксеновых включений обладают повышенной марганцовистостью (0.9 мас. % MnO). Плагиоклаз (табл. 2) представлен довольно кислой (An<sub>32</sub>) разновидностью с заметной примесью калия. Судя

Таблица 2 . Химический состав первичных минералов гранатовых пород палеовулкана Конфетка.

N обр	1104G-1				1104G-2			1104G-3						ВШ-5				1104G-4			
	Gr	Gr	Срх	Срх	Gr	Срх	Ilm	Gr	Срх	Срх	Pl	Pl	Ilm	Gr	Орх	Ilm	Sp	Gr	Ilm	Ilm	Ilm
SiO <sub>2</sub>	40.92	40.70	48.75	50.46	37.56	51.43	-	38.35	49.89	50.22	59.69	59.20	-	38.46	50.42	-	-	40.52	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.19	0.99	1.40	0.27	0.63	51.43	0.13	0.83	0.67	-	-	51.04	-	-	51.44	0.79	0.19	51.91	51.87	52.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.15	22.72	7.70	6.48	21.88	3.98	0.26	22.33	4.79	4.44	24.39	24.75	0.41	21.21	1.82	0.74	54.12	20.29	0.41	0.47	0.50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.15	0.16	0.11	0.04	0.03	-	0.06	-	-	-	-	0.04	-	-	-	-	0.05	0.01	0.07	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.27	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.35	н.а.	н.а.	2.40	н.а.	н.а.	4.39	4.87	3.67
FeO	18.71	18.60	6.63	6.62	26.40	12.16	42.68	27.16	14.32	14.00	-	-	42.24	29.85	29.38	41.96	37.12	22.26	39.30	38.29	39.66
MnO	0.53	0.51	0.11	0.10	0.81	0.15	0.30	0.73	-	-	-	-	0.30	0.79	0.45	0.91	0.43	0.74	0.39	0.36	0.31
MgO	12.51	12.39	13.49	13.62	6.71	12.33	1.80	6.66	10.94	10.74	-	-	1.85	6.82	16.40	1.84	6.05	10.53	3.86	4.43	3.97
CaO	5.64	5.37	20.39	20.41	6.40	19.85	-	6.36	18.61	18.93	6.54	6.49	-	2.97	0.79	-	-	6.28	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.07	1.00	0.91	0.02	1.19	-	0.05	1.22	1.05	7.17	7.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.99	1.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	101.90	100.73	99.25	100.11	100.09	101.75	99.74	101.83	100.60	100.05	98.78	98.57	99.23	100.10	99.26	99.29	98.51	100.86	100.27	100.36	100.64
Si <sup>+4</sup>	2.993	3.010	1.813	1.854	2.929	1.906	-	2.940	1.869	1.891	2.697	2.681	-	3.010	1.960	-	-	3.061	-	-	-
Ti <sup>+4</sup>	0.009	0.011	0.028	0.039	0.016	0.017	0.966	0.008	0.023	0.019	-	-	0.962	-	-	0.967	1.826	0.011	0.952	0.948	0.959
Al <sup>+3</sup>	1.995	1.979	0.337	0.281	2.011	0.174	0.012	2.017	0.212	0.198	1.298	1.321	0.012	1.956	0.084	0.024	0.017	1.805	0.012	0.012	0.014
Cr <sup>+3</sup>	0.009	0.009	0.005	0.003	0.002	0.001	-	0.004	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.003	0.001	0.001	0.001
Fe <sup>+3</sup>	-	-	-	-	-	-	0.062	-	0.091	0.058	-	-	0.064	-	-	0.046	0.140	1.406	0.096	0.090	0.068
Fe <sup>+2</sup>	1.144	1.150	0.206	0.203	1.721	0.376	0.892	1.740	0.357	0.384	-	-	0.887	1.950	0.955	0.878	0.748	0.047	0.804	0.780	0.808
Mn <sup>+2</sup>	0.032	0.031	0.003	0.003	0.053	0.005	0.006	0.047	-	-	-	-	0.006	0.052	0.015	0.020	0.010	1.185	0.007	0.007	0.006
Mg <sup>+2</sup>	1.363	1.365	0.747	0.746	0.779	0.680	0.068	0.761	0.611	0.605	-	-	0.069	0.795	0.950	0.069	0.258	0.508	0.141	0.161	0.145
Ca <sup>+2</sup>	0.442	0.425	0.812	0.803	0.535	0.788	-	0.522	0.747	0.767	0.316	0.315	-	0.249	0.033	-	-	-	-	-	-
Na <sup>+1</sup>	0.013	0.010	0.072	0.065	0.004	0.085	-	0.008	0.089	0.077	0.628	0.624	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sup>+1</sup>	-	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	0.057	0.059	-	-	-	-	-	-	-	-	-
f(% An)	45.6	45.7	21.6	21.4	68.8	35.6	93.4	69.6	42.3	42.2	(32)	(32)	93.2	71.0	50.1	93.1	77.5	54.3	86.3	84.4	85.8
f'''							10.3						6.7			4.9			9.1	6.7	7.8

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ на рентгеновских микроанализаторах JXA-5A и JXA-8100, аналитики В.И. Сапин, Н.И. Екимова и А.А. Карабцов. f=Fe/(Fe+Mg), ат.%, f'''=Fe<sup>+3</sup>/ΣFe. FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ильментах рассчитаны по стехиометрии. Прочерк – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировалось.

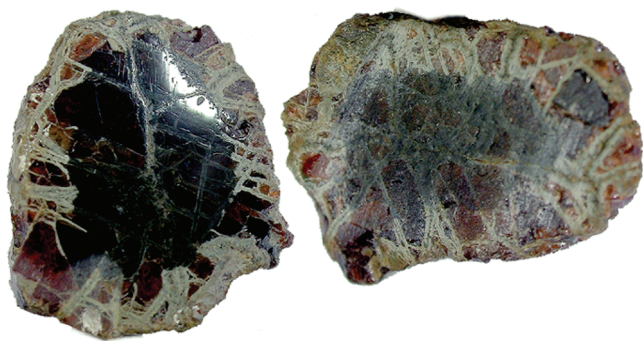


Рис. 3. Зерна граната.

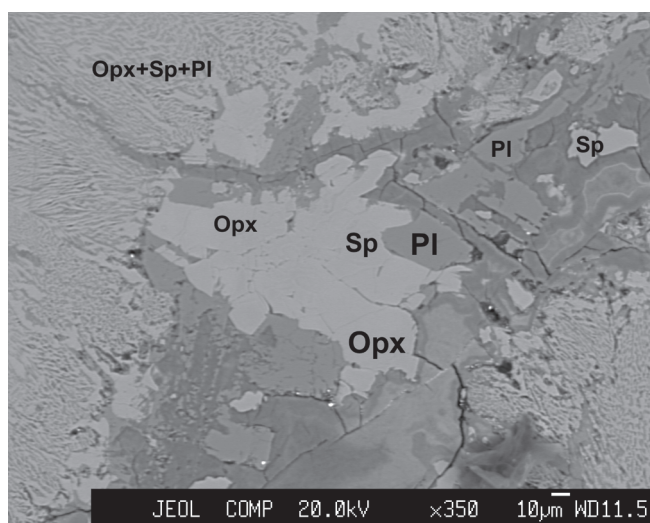


Рис. 4. Строение реакционных прожилков в гранате (симплектит). Орх – ортопироксен, Sp – шпинель, Pl – плагиоклаз.

по взаимному изменению состава граната, пироксена и ильменита, эта ассоциация является равновесной.

Как указывалось ранее, все изученные зерна граната окружены каемками и разбиты прожилками волокнистых минералов. Изучение их под электронным микроскопом и микроанализатором показало (рис. 4), что центральная часть зон и прожилков сложена зеленой шпинелью, окруженной зернами плагиоклаза и ортопироксена, которые в контакте с гранатом обрамляются ортопироксен-шпинель-плагиоклазовым симплектитом. Местами обнаруживается ярко-оранжевый стильпномелан. Состав минералов (табл. 3) специфичен. Ортопироксен, в сравнении с аналогом из гранатовых сростков при одинаковых железистости и кальциевости, обогащен марганцем и характеризуется аномальными вариациями глиноземистости. В контакте с гранатом она минимальная (2.9–3.4 мас.%  $Al_2O_3$ ), в контакте со шпинелью и плагиоклазом – максимальна (9.5–10.3 мас.%  $Al_2O_3$ ) при прочих равных характеристиках (f, CaO, MnO). Ана-

логично изменяется состав плагиоклаза:  $An_{82-84}$  –  $An_{61}$ . Плагиоклаз характеризуется также постоянной существенной примесью железа (0.8–1.3 мас.% FeO). Состав шпинели постоянен, включая низкие содержания Ti и Cr и пониженную окисленность ( $Fe^{+3}/\Sigma Fe$  – 8.1–11.8 ат. %).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Помимо перечисленных петролого-минералогических особенностей, специфика приморских гранатовых включений в щелочных базальтах отчетливо выявляется по составам минералов (рис. 5, 6). Диаграммы составлены с привлечением обширного литературного материала по Якутии [4, 11], Камчатке [10], Монголии [5, 6, 8, 9], Становому хребту [1, 12], Вьетнаму [7], Чукотке [16] и Австралии [20]. Кроме того, использованы данные по своеобразному расчлененному массиву Ронда в Испании, который сложен породами трех фаций глубинности: гранатовой, шпинелевой и оливин-плагиоклазовой [22].

Гранаты базит-гипербазитовых пород представлены исключительно рядом пироп-альмандин с содержанием гроссулярового компонента 10–20 ат.%. Его доля несколько повышается при переходе от ультраосновных пород к плагиоклазосодержащим основным при значительных вариациях железистости (рис. 5). Наиболее бедны гроссуляровым компонентом ортопироксен-гранатовые сростки вулкана Конфетка. Всем гранатам из магматических пород присущи низкие или умеренные концентрации Mn. В магнезиальных гипербазитах возрастает доля Cr, а во включениях из щелочных базальтов – Ti [5]. Гранаты из приморских включений аналогичны по составу гранатам из Бреевского троктолитового массива в Приморье [13], причем в нем, помимо магнезиальных, нами обнаружены железистые разновидности (рис. 5). В железистой области точки составов гранатов из включений Приморья и гранатовых габбро совпадают.

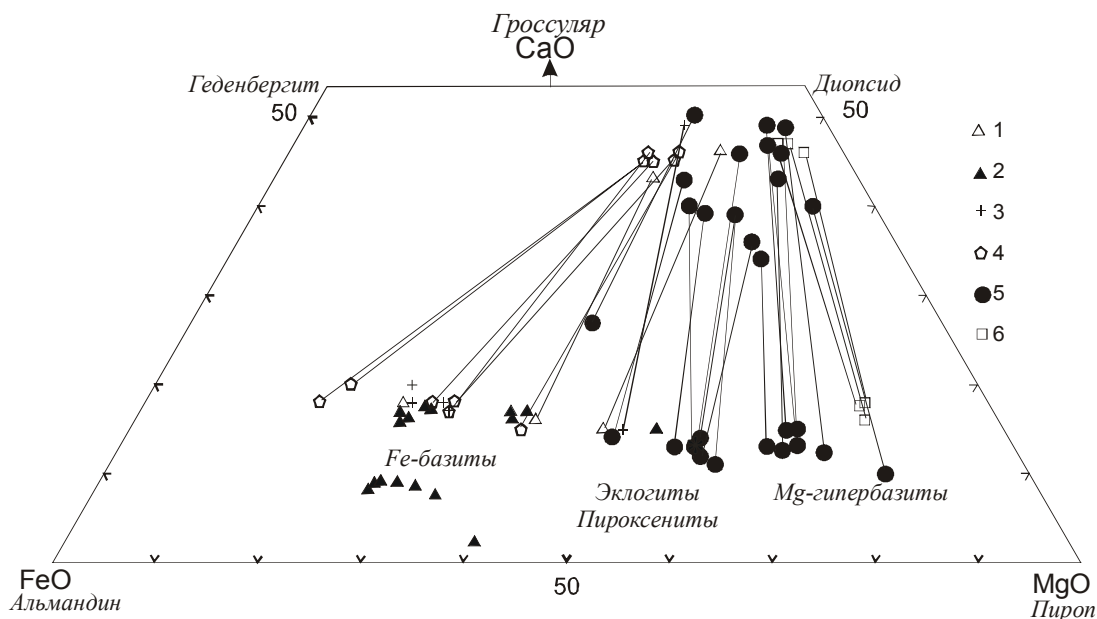
Клинопироксены базитов-гипербазитов обнаруживают более узкие вариации Fe/Mg отношения, но более широкие – по Ca, что в общем случае отражает температурные условия. При этом выделяется группа низкокальциевых пироксенов, в которую входят мегакристы и пироксенит-эклогитовые включения в щелочных базальтах.

Более информативным для типизации клинопироксен-гранатовых пород оказалось распределение Al, Ca и Na в пироксене. На диаграмме (рис. 6) выделяются три области составов: 1 – низкокальциевая, высоконатровая, 2 – высококальциевая и 3 – промежуточная. В первую область попадают метаморфические эклогиты. В высококальциевой области ока-

Таблица 3. Химический состав исходного граната и минералов – продуктов его распада.

	Гранат			Ортопироксен					Плагиоклаз				Шпинель			
SiO <sub>2</sub>	39.19	39.24	39.47	46.51	47.09	46.36	50.02	50.85	47.69	47.94	47.60	51.38	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.60	21.31	21.46	9.86	9.75	10.32	2.93	3.42	33.01	33.39	32.48	31.36	58.91	60.48	59.73	59.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	-	0.35	0.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	3.90	2.67	3.29	3.55
FeO	22.62	22.54	22.55	27.18	28.16	26.84	28.29	26.84	0.94	1.09	1.18	0.77	26.13	27.50	26.41	26.97
MnO	0.92	0.88	0.72	1.16	1.14	0.97	1.14	1.11	-	-	-	-	0.52	0.57	0.45	0.49
MgO	9.65	9.37	9.70	14.63	14.54	15.04	16.35	17.91	-	-	-	-	9.17	8.82	9.39	8.89
CaO	5.96	5.79	5.91	0.74	0.69	0.76	0.87	1.11	16.22	16.61	16.32	12.26	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	1.43	1.50	1.54	4.07	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.36	0.35	0.33	-	-	-	-
Сумма	99.94	99.13	99.81	100.08	101.37	100.29	99.60	101.24	99.64	100.89	99.47	100.17	98.75	100.04	99.62	99.33
Si <sup>+4</sup>	2.996	3.021	3.015	1.781	1.785	1.767	1.935	1.920	2.199	2.188	2.204	2.334	-	-	-	-
Al <sup>+3</sup>	1.945	1.933	1.932	0.445	0.435	0.463	0.134	0.152	1.793	1.795	1.772	1.678	1.918	1.945	1.932	1.926
Cr <sup>+3</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>+3</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.082	0.055	0.068	0.074
Fe <sup>+2</sup>	1.443	1.449	1.438	0.869	0.891	0.854	0.914	0.846	0.036	0.042	0.046	0.029	0.610	0.628	0.606	0.623
Mn <sup>+2</sup>	0.059	0.057	0.047	0.038	0.036	0.031	0.037	0.035	-	-	-	-	0.012	0.014	0.010	0.011
Mg <sup>+2</sup>	1.099	1.075	1.104	0.834	0.821	0.854	0.942	1.007	-	-	-	-	0.378	0.359	0.384	0.366
Ca <sup>+2</sup>	0.488	0.478	0.483	0.030	0.028	0.031	0.036	0.045	0.801	0.812	0.809	0.596	-	-	-	-
Na <sup>+1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.128	0.132	0.138	0.358	-	-	-	-
K <sup>+1</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.021	0.021	0.021	0.019	-	-	-	-
f (%An)	56.8	57.4	56.6	51.0	52.0	50	49.2	45.6	(80)	(81)	(81)	(60)	64.4	65.5	63.7	65.5
f <sup>'''</sup>													11.8	8.1	10.0	10.6

Примечание. Анализы выполнены в ДВГИ на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100, аналитик А.А. Карабцов. f=Fe/(Fe+Mg), ат.%, f<sup>'''</sup>=Fe<sup>+3</sup>/ΣFe. FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в шпинелях рассчитаны по стехиометрии. Прочерк – ниже предела обнаружения, н.а. – не анализировалось.

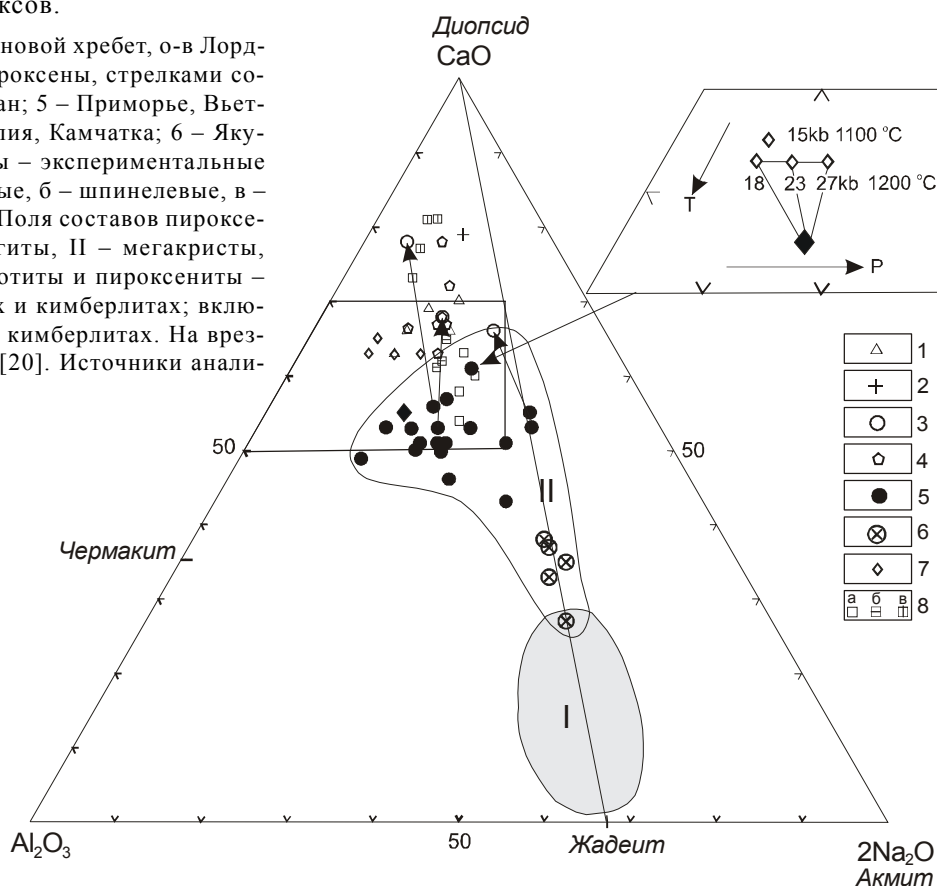


**Рис. 5.** Диаграмма составов сосуществующих клинопироксенов и гранатов из базитов и гипербазитов.

1–2 – Конфетка (гранат-клинопироксеновые сростки (1) и фрагменты кристаллов из туфа (2)); 3 – Бреевка (габбро); 4 – Алдан [12]; 5 – Монголия, Вьетнам, Австралия (мегакристы, включения лерцолитов и пироксенитов в щелочных базальтах); 6 – Ронда, Испания [23]. Источники анализов в тексте.

**Рис. 6.** Диаграмма составов клинопироксенов из базит-гипербазитовых комплексов.

1 – Конфетка; 2 – Бреевка; 3 – Становой хребет, о-в Лорд-Хау [15], Чукотка (вторичные пироксены, стрелками соединены с первичными); 4 – Алдан; 5 – Приморье, Вьетнам, Чукотка, Австралия, Монголия, Камчатка; 6 – Якутия; 7 – Австралия (полые ромбы – экспериментальные составы); 8 – Ронда: а – гранатовые, б – шпинелевые, в – оливин-плагноклазовые породы. Поля составов пироксенов: I – метаморфические эклогиты, II – мегакристы, шпинелевые и гранатовые перидотиты и пироксениты – включения в щелочных базальтах и кимберлитах; включения алмазоносных эклогитов в кимберлитах. На врезке – экспериментальные данные [20]. Источники анализов см. в тексте.



зываются приморские включения, гранатые габбро Приморья и Станового хребта, а также оливин-плагноклазовые породы массива Ронда, т.е. относительно низкobarные и низкотемпературные породы. Промежуточная область представлена высокобарными и высокотемпературными гранатовыми и шпинелевыми включениями и мегакристаллами из щелочных базальтов и кимберлитов, а также породы гранатовой и шпинелевой фации массива Ронда. Интересно отметить, что алмазонасные включения эклогитов в кимберлитах располагаются на линии диопсид-жадеит. На диаграмме также видно, что точки составов вторичных пироксенов перемещаются из промежуточного поля в низкobarно-низкотемпературное.

Оценка P-T условий кристаллизации изученных пироксен-гранатовых сростков может быть выполнена с большими приближениями. Для этого можно воспользоваться парами Crx-Gr, Орх-Gr и мономинеральными пироксеновыми термобарометрами. Специальные исследования [17] показали, что для ассоциации Gr+Орх(Crx)+Pl наиболее достоверным является термометр Д.И. Элліса и Д.Х. Грина [18]. Полученные значения T составляют для магнезиальных разновидностей 950–1000°C. С использованием этих температур по барометру Р.С. Ньютона и Д. Перкинса [22] по паре Crx-Gr рассчитаны давления: для магнезиальных разновидностей – 9–10 кб, для железистых – 6–8.1 кб. Близкие значения P-T получены А.Н. Соляником и др. [12] для гранатых габбро Алданского щита, характеризующихся аналогичными нашим составами минералов. Оценки по Gr-Орх барометру на 1.5–2.2 кб выше.

P-T параметры для клинопироксен-гранатовых включений и мегакристаллов этих минералов в щелочных базальтах, как правило, значительно выше. Так, по оценке В.А. Акинина и др. [16], кристаллизация их протекала в интервале 1000–1380°C и 13–16 кб для первичных пироксенов и 1040°C и 6 кб для вторичных, прореагировавших с вмещающей магмой при ее подъеме.

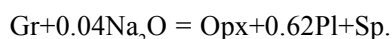
Экспериментальное моделирование процесса кристаллизации клинопироксен-гранатовых мегакристаллов и включений, в щелочных базальтах [19, 20], выполненное с использованием природных Gr-Px и Gr-Px-Pl включений показало, что в интервале 1000–1100°C и 12–15 кб гранат и клинопироксен сосуществуют с плагноклазом, который исчезает при давлениях выше 15 кб. Из результатов эксперимента [20] также следует (рис. 6, врезка), что при возрастании давления от 18 до 27 кб при 1200°C в составе клинопироксена отношение  $Al^{VI}/\Sigma Al$  изменяется от 47 до 53 ат.%, т.е. увеличивается содержание жадеитового

компонента при неизменной кальциевости. Напротив, последняя несколько возрастает при падении температуры от 1200 до 1100°C. Это позволяет наметить тенденции влияния температуры и давления на состав клинопироксена. В то же время, состав природного пироксена отклоняется от модельного в сторону высоких T и P, хотя это может быть вызвано участием летучих компонентов в природном минералообразовании. Так, моделирование кристаллизации мегакристаллов клинопироксена из гавайита при T – 1050–1150°C и P – 5–10 кб [21] при участии воды (2–5 мас.%) показало, что состав модельных и природных мегакристаллов клинопироксенов аналогичен. Это лишнее раз подтверждает кристаллизацию мегакристаллов из вмещающей магмы.

Описанные преобразования граната являются типичным процессом смены гранатового парагенезиса более высокотемпературным пироксен-плагноклаз-шпинелевым, что, очевидно, вызвано попаданием граната в высокотемпературную базальтовую магму в виде ксенолита. Процесс протекает по реакции:



Для установленных составов минералов реакция имеет вид:



Количественный расчет уравнения показывает, что реакция изохимична, при этом полученные при расчете соотношения минералов в первом приближении соответствуют наблюдаемым, а расчетная железистость шпинели ( $f_p=67\%$ ) близка к анализируемой ( $f_{ан.}=64–68\%$ ), хотя окисленность ее ( $f_p'''=61\%$ ) выше анализируемой ( $f_{ан.}'''=8–12\%$ ). Незначительный привнос натрия (0.04 ат.) вполне объясним поступлением его из вмещающей щелочной магмы. Оценка термодинамических параметров затрудняется отсутствием надежных минеральных геотермобарометров. Можно лишь отметить, что температура процесса была ниже солидуса щелочнобазальтовых магм (1050–1120°C), поскольку следы плавления во включениях отсутствуют, а ортопироксен имеет низкую кальциевость (0,7–1,1 мас.% CaO). Подобные ассоциации и структуры при близких составах минералов отмечены О.В. Авченко [1] в контакте архейских гранулитов и чарнокитовых (монцонитоидных) интрузий.

## ВЫВОДЫ

Полученные в работе данные показывают, что пироксен-гранатые сростки и мегакристаллы в щелочных базальтах Приморья неравновесны с вмещающими базальтами и испытывают разнообразные пре-



образования. По составам минералов они аналогичны высокобарным гранатовым габбро и значительно отличаются от родственных базальтам мегакритов и пироксен-гранатовых включений. Все перечисленное позволяет считать приморские гранатовые включения типичными ксенолитами и ксенокристаллами – отторженцами толеитовых интрузий палеозойского офиолитового комплекса Приморья. Последнее следует подчеркнуть, поскольку ксенолиты высокобарных щелочно-ультраосновных массивов по составам минералов и структурам практически неотличимы от родственных включений в щелочных базальтах и кимберлитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, ДВО РАН (06-05-96057-р\_восток\_а, 06-III-A-08-313) и интеграционного проекта 06-2-СО-08-035.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геотермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
2. Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах – родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск: Наука, 1972. 72 с.
3. Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В. и др. Первая находка сапфиров в щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.
4. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко Н.П., Кутолин В.А. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.
5. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
6. Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д. Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 449–453.
7. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Изд-во “Науч. мир”, 1999. 224 с.
8. Кононова В.А., Первов В.А., Боровков А.И. Мегакристаллы клинопироксена с включением граната из пород вулкана Майхант (плато Дариганга, МНР) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 680–682.
9. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
10. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П. и др. Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 4. С. 949–953.
11. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
12. Соляник А.Н., Авченко О.В., Октябрьский Р.А. Условия метаморфизма основных пород Чогарского блока // Тихоокеан. геология. 1987. № 5. С. 109–116.
13. Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовые габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 4. С. 800–803.
14. Щека С.А. О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 3. С. 704–707.
15. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
16. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richer W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. P. 85–1101.
17. Carswell D.A., Gibb F.G.F. Geothermometry of garnet lherzolite nodules with special reference to those from the kimberlites of northern Lesotho // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 74. P. 403–416.
18. Ellis, D.J., Green, D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 71. P. 13–22.
19. Green D.H., Henderson W.O. Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma // Phys. Earth Planet. Interiors. 1970. V. 3. P. 247–254.
20. Irving A.J. Geochemical and high-pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate basaltic pipes, Australia // Jour. Petrol. 1974. V. 15, Pt. 1. P. 1–40.
21. Knutson J., Green T.H. Experimental duplication of a high-pressure megacryst cumulate assemblage in a near-saturated hawaiite // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 52. P. 121–132.
22. Newton, R.C., Perkins, D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // Am. Min. 1982. V. 67. P. 203–222.
23. Obata M. The Ronda peridotite: garnet-, spinel-, and plagioclase lherzolite facies and the P-T trajectories of high-temperature mantle intrusion // Jour. Petrol. 1980. V. 21, Pt. 3. P. 533–572.

Поступила в редакцию 20 июня 2006 г.

Рецензент А.В. Колосков

**S.V. Vysotskiy, S.A. Shcheka, A.V. Barkar, V.L. Ivanova, A.A. Karabtsov**

**Garnet inclusions in alkaline basalts from Primorye – deep-seated xenoliths or cognate megacrysts?**

The paper reports the results of the detailed study of garnet megacrysts and pyroxene-garnet intergrowths from alkaline basalts of Primorye. Two heterogeneous mineral assemblages are distinguished within them – early (primary) and late (secondary). The former, which corresponds to the initial stage of rock formation, is represented by an association of garnet-clinopyroxene-orthopyroxene-plagioclase-ilmenite. The latter is composed of an orthopyroxene-plagioclase-spinel symplectitic association replacing garnet. Garnet transformations are typical processes of garnet assemblage replacement by a higher-temperature pyroxene-spinel paragenesis; this reflects the appearance of garnet as a xenolith in the high-temperature basaltic magma. The detailed study of compositions of minerals and their interrelations as well as the analysis of analogous mineral associations from alkaline basalts and kimberlites over the world allowed the conclusion that Primorye garnet inclusions may be considered to be typical xenoliths and xenocrysts – rock fragments of the ophiolite complex subjected to transformations in the host basaltic magma.

***Key words:* garnet-pyroxene inclusions, alkaline basalts, Primorye, Russia.**