

ГРАНАТСОДЕРЖАЩИЕ БАЗИТЫ КУВАЛОРОГСКОГО МАССИВА КАМЧАТКИ**Э.Г. Конников, А.Н. Некрасов, Д.А. Орсов*, Хонцуань Янь**, Слаогуо Чи*****Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черноголовка, Россия*** Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия**** Jilin Uni., 79 Jianshe, 130061, Changchun, Jilin Province, China*

Рассмотрены петрографические, минералогические и петрохимические особенности кортландит-норитовой никеленосной Кувалорогской интрузии и эндоконтактовых лейкодiorитов, включающих пироп-альмандинный гранат. Охарактеризованы впервые обнаруженные в массиве лампрофировые дайки, содержащие иногда пироп-альмандинный гранат и плагиоклаз-пироксеновые симплектиты в ареалах порфириобласт граната. Петрографически и по составу богатых некогерентными элементами включений в гранате обосновывается его выделение на субсолидусной стадии образования эндоконтактовых диоритов вследствие реакции ортопироксена с анортитовым компонентом плагиоклаза. Предполагается, что протеканию этой реакции способствовала флюидная фаза, которой была обогащена исходная магма Кувалорогской интрузии и, в особенности, ее приконтактные области с останцами терригенных пород за счет их дегидратации при термальном воздействии интрузии.

Пироп-альмандинный гранат, эндоконтактовые лейкодiorиты, останцы роговиков, термальное воздействие, субсолидус, флюиды, термодинамический режим.

GARNET-BEARING BASITES OF THE KUVALOROG MASSIF (Kamchatka Peninsula)**E.G. Konnikov, A.N. Nekrasov, D.A. Orsoev, Hongquan Yan, and Xiaoguo Chi**

The petrographic, petrochemical, and mineralogical compositions of the Kuvalorog Ni-bearing cortlandite-norite intrusion and endocontact leucodiorites hosting pyrope-almandine garnet are considered. Lamprophyre dikes with scarce pyrope-almandine garnet, first discovered in the massif, and plagioclase-pyroxene symplectites in garnet porphyroblast areas are studied. Judging from the petrography of rocks and the composition of inclusions rich in incompatible elements in the garnet, the mineral was produced by the reaction of orthopyroxene with the anorthite component of plagioclase at the subsolidus stage of formation of endocontact diorites. This reaction was probably favored by the fluid phase abundant in the parental magma of the Kuvalorog intrusion and, especially, in the zones near its contact with relics of terrigenous rocks, where it was produced as a result of the rock dehydration under the thermal effect of the intrusion.

Pyrope-almandine garnet, endocontact leucodiorites, hornfels relics, thermal effect, subsolidus, fluids, thermodynamic regime

ВВЕДЕНИЕ

Кувалорогский кортландит-норитовый массив расположен в южных отрогах Срединного хребта на водоразделе рек Правый Кихчик, Порожистая и Степанова. Это наиболее крупный (30 км²) интрузив дукусского никеленосного комплекса, его становление, по последним геохронологическим данным [Конников и др., 2006], происходило в раннем палеогене 50—60 млн лет назад. В сравнении с другими массивами этого комплекса он довольно хорошо изучен [Щека, Чубаров, 1987; Щека и др., 1990; Полетаев, 2004]. Кувалорогский массив считается расслоенной интрузией, сложенной кортландитами (амфибол- и флогопитсодержащие гарцбургиты и лерцолиты) и разнообразными габброидами (роговообманковые ортопироксениты, нориты, биотит-роговообманковые диориты, кварцевые диориты, горнблендиты). Однако взаимоотношения ультраосновных и основных пород из-за плохой обнаженности массива достоверно не установлены. По одним данным [Щека, Чубаров, 1987], гипербазиты внедрялись раньше габброидов и образуют ксенолиты в них, по другим [Селянгин, 2007] — те и другие являются дифференциатами единого базитового расплава. По периферии массив окаймлен мезозойскими гранодиоритами и плагиогранитами (рис. 1). Породы рамы представлены углеродсодержащими терригенными (алевролиты, песчаники) породами хейванской свиты предположительно палеозойского возраста, метаморфизованными на уровне зеленосланцевой фации. Гранатсодержащие габброиды в этом массиве были обнаружены С.А. Щеккой [1975], и их происхождение он связал с ассимиляцией базитовой магмой высокоглиноземистых пород рамы. Специальных исследований природы граната в Кувалорогской интрузии выполнено не было.

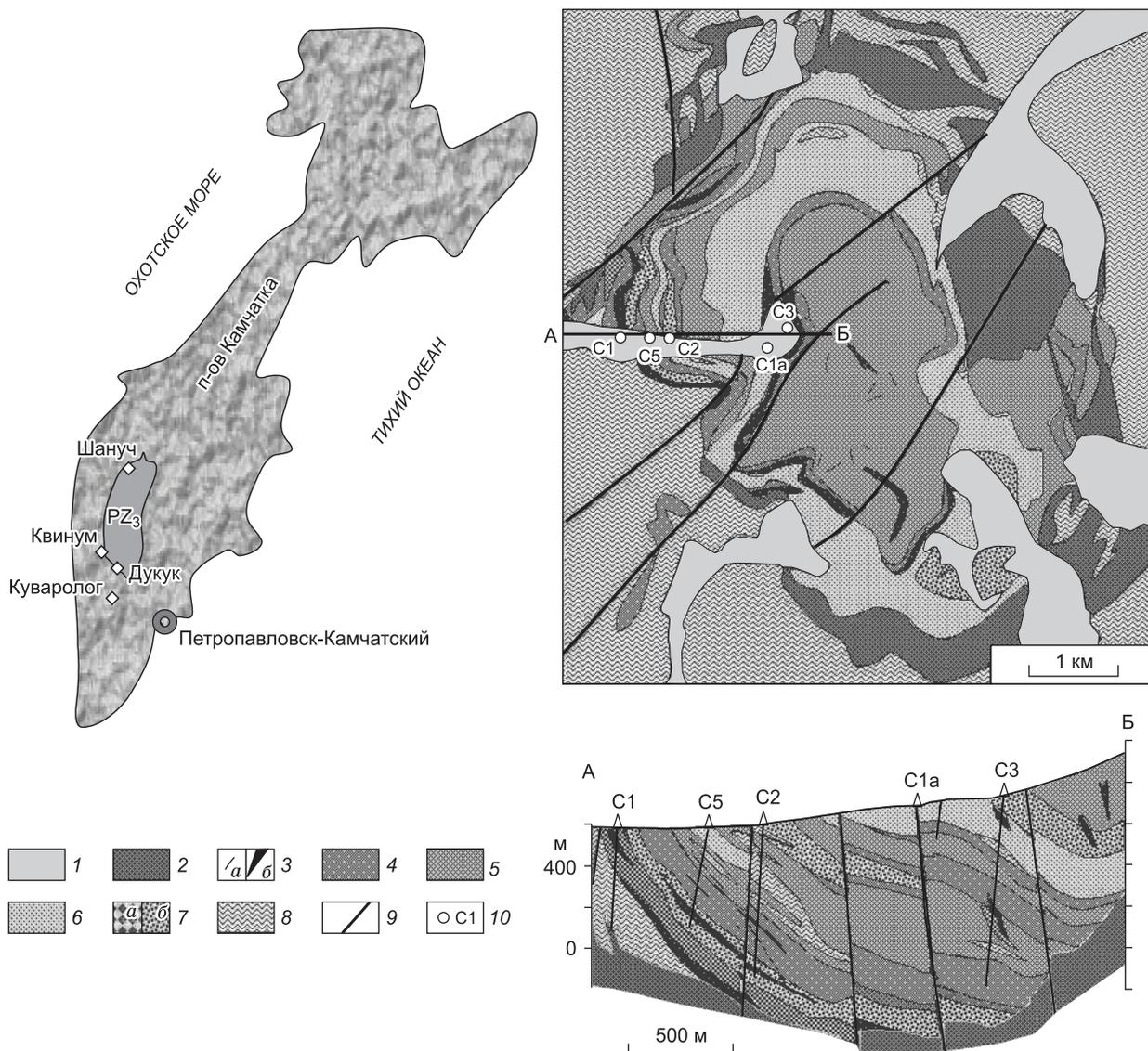


Рис. 1. Местоположение, схема строения и предполагаемый разрез Квалорогского массива.

1 — рыхлые отложения, 2 — гранитоиды, 3 — дайки (а) и слои кортландитов (б), 4 — ортопироксениты, 5 — нориты и габбро-нориты, 6 — лейконориты и диориты, 7 — бедно- (а) и богато вкрапленные (б) сульфидные руды, 8 — черносланцевая хейванская свита, 9 — разломы, 10 — скважины. А—Б — профиль буровых скважин в долине ключа Медвежий.

Поскольку габброиды, содержащие гранат как породообразующий минерал, до сих пор являются экзотикой, нам кажется интересным рассмотреть детально эту проблему с привлечением новых петрологических, минералогических и геохимических данных.

С этой целью в 2005 г. нами были проведены полевые исследования на Квалорогском массиве, во время которых было передокументировано около 1500 пог.м керн буровых скважин, пройденных в 60-е годы прошлого столетия в долине ключа Медвежий. Из образцов керна изготавливались шлифы и прозрачно-полированные пластины. Шлифы изучались традиционными петрографическими методами, а в прозрачно-полированных пластинах определялся минеральный состав пород рентгеноспектральным методом на приборе Vega Tescan MV 2300 в ИЭМ РАН (Черноголовка). Их результаты послужили основой для оценки *PT*-условий формирования интрузивных и метаморфических пород с помощью базы данных компьютерной программы TRF, разработанной В.И. Фонаревым с соавт. [1994]. Состав пород определялся в Аналитическом сертификационном испытательном центре ВИМС (г. Москва). Главные элементы анализировались стандартным набором методик «мокрой» химии, примесные элементы — методом ICP MS на спектрометре Elan 6100 и атомно-эмиссионным способом на спектрометре Optima 4300.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУВАЛОРОГСКОГО МАССИВА

Характерными особенностями состава пород дукукского интрузивного комплекса Камчатки является преобладание ортопироксена над клинопироксеном во всех разновидностях интрузивных пород и широкое развитие в них гидроксилсодержащих минералов (паргасита и флогопита/биотита), кристаллизовавшихся на магматическом этапе становления этих интрузий. Первая особенность роднит его с никеленосными комплексами бонинитоподобного [Sparks, 1986] типа (Бушвелльд, Кольская никеленосная провинция), вторая — указывает на высокое содержание воды в его исходном расплаве. В кортландитах минералом кумулуса является оливин (30—35 об.%), содержащий 18—20 % Fa¹, и хромшпинель, а ортопироксен (30—50 об.%; 13—19 % Fs), паргасит (15—20 об.%; $f = 17—21\%$) и флогопит (5—10 об.%; $f = 11—19\%$) — интеркумуляусные образования (табл. 1, 2). Хромшпинель содержит до 55 мол.% хромитовой молекулы и примеси TiO₂ (до 3 мас.%), ZnO (до 1 мас.%). Ортопироксен в кортландитах, по-видимому, образуется в результате перитектической реакции оливина с расплавом, так как в нем часто присутствуют мелкие (150—200 мкм) округлые корродированные включения оливина, имеющие одинаковую железистость с минералом-хозяином (рис. 2, А).

Таблица 1. Химический состав главных минералов кортландитов Кувалорогского массива

Компонент	Оливин			Ортопироксен				Паргасит*				Флогопит		
	KV-1	KC1-183	KC1-102	KV-1a	KV-16	KC1-183	KC1-110	KV-1	KC1-83	KC1-102	KC1-142	KC1-183	KC1-83	KC1-142
SiO ₂ , мас.%	38.99	39.37	39.64	53.96	55.23	55.19	54.22	44.16	43.74	43.1	44.09	41.39	40.27	42.77
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1.46	1.61	4.04	1.46	0.63	0.71	0.32
Al ₂ O ₃	»	»	»	3.18	2.09	2.7	3.53	13.8	13.42	13.67	14.13	16.45	13.58	16.85
Cr ₂ O ₃	»	»	»	0.54	0.78	Не обн.	0.61	0.7	1.1	1.18	1.54	Не обн.	1.28	Не обн.
FeO _{общ}	18.25	18.09	16.79	11.36	8.75	11.01	10.41	7.73	7.72	6.75	6.1	8.65	11.37	5.37
MnO	Не обн.	0.30	Не обн.	0.31	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	42.18	41.96	42.95	29.67	31.26	29.9	29.59	17.3	16.68	15.67	16.46	24.2	26.69	24.09
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.82	1.35	0.62	1.15	10.65	11.67	12.34	12.33	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na ₂ O	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3.26	2.91	2.34	2.8	0.98	0.45	0.92
K ₂ O	»	»	»	»	»	»	»	0.39	0.71	0.73	0.71	7.07	4.94	9.06
NiO	»	»	0.1	»	»	»	»	Не обн.	<0.01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.28	Не обн.
Сумма	99.42	99.72	99.48	99.84	99.46	99.42	99.51	99.45	99.57	99.82	99.62	99.37	99.57	99.38
f , %	19	19.5	18	18	14	17	17	20	21	19	17	17	19	11
En, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	79	82	80	78	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fs	»	»	»	19	13	17	16	»	»	»	»	»	»	»
Wo	»	»	»	1	3	1	2	»	»	»	»	»	»	»
Chm	»	»	»	1	1	3	3	»	»	»	»	»	»	»

Примечание. KV, KC — образцы из керна скв. 1. Здесь и далее FeO_{общ} — общее содержание железа в пересчете на закись. $f = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \cdot 100\%$.

* Паргаситы иногда содержат до 0.2 мас.% ZnO.

Габброиды Кувалорогского массива отличаются идиоморфизмом ортопироксена и плагиоклаза по отношению к другим минералам. Для них обычными являются призматически-зернистая и пойкилитовая структуры, которые наиболее ярко выражены в плагиоклазсодержащих пироксенитах и меланоноритах (см. рис. 2, Б). Главные породообразующие минералы габброидов (табл. 3) — ортопироксен ряда бронзит-гиперстен (17—39 % Fs), плагиоклаз (25—75 % An), паргасит и обыкновенная роговая обманка ($f = 21—36\%$), флогопит и/или биотит ($f = 31—48\%$). Последние два образуют ойкокрсты с включениями плагиоклаза и пироксена (см. рис. 2, В). Реже присутствует авгитовый клинопироксен ($f = 11\%$). Акцессорные минералы — апатит, ильменит и сульфиды. Соотношения цветных минералов и плагиоклаза в габброидах широко варьируют, поэтому их состав меняется от плагиоклазовых пироксенитов, меланоноритов до лейкократовых норитов. Отличительная особенность химического состава габброидов

¹ Fa — фаялит, Fs — ферросалит, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, оНб — роговая обманка обыкновенная, Bt — биотит, Phg — флогопит, Cord — кордиерит, Stv — ставролит, Sil — силлиманит, Grt — гранат, Prg — пироп, Alm — алмадин, Gros — гроссуляр, Spes — спессартин, Pl — плагиоклаз, Qz — кварц, Cc — кальцит, Sp — шпинель, Crт — хромит, Herz — герцинит, Mt — магнетит, Usp — ульвошпинель, Frkl — фраклинит, Ycs — яcobит, Trv — треворит, Ol — оливин, Grph — графит, Amp — амфибол, Chl — хлорит, Ilm — ильменит, Cum — куммингтонит, En — энстатит, Wo — волластонит, Chm — чермакит.

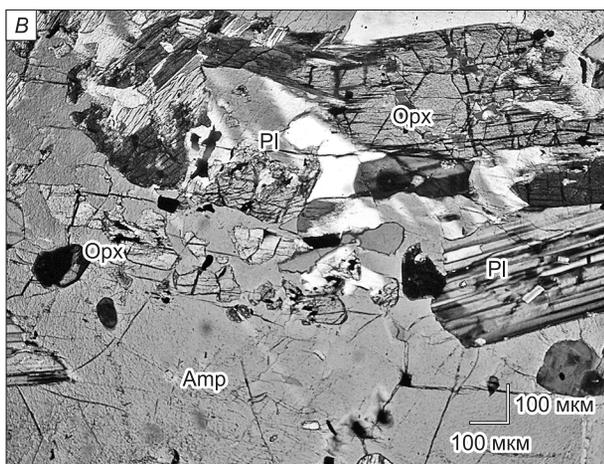
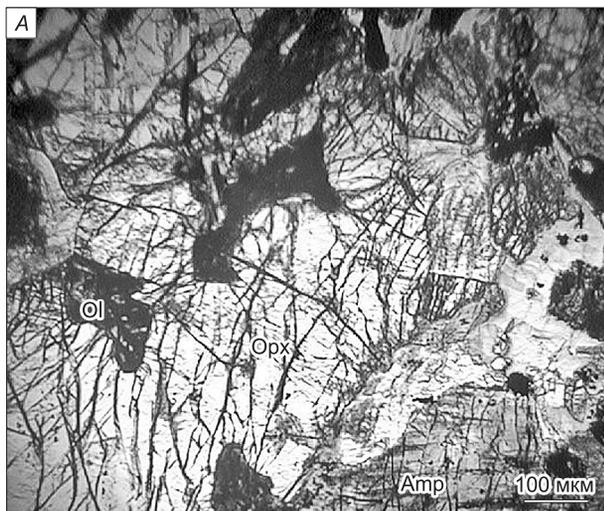


Рис. 2. Микрофотографии кортландита (А), пойкилитового меланокрита (Б) и роговообманкового норита (В), показывающие основные особенности структуры главных разновидностей пород Кувалорогского массива (николи ×, увел. 50).

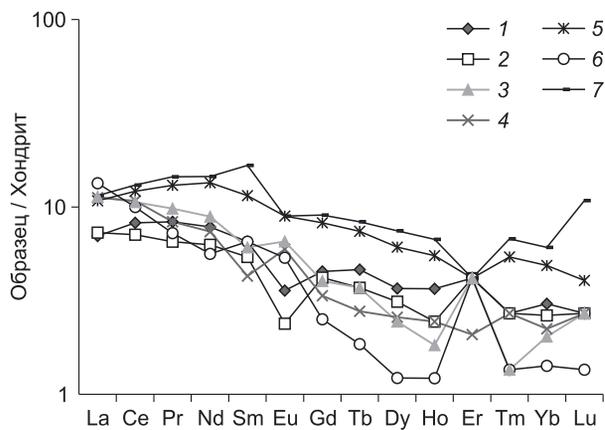
Таблица 2. Химический состав хромшпинеля Кувалорогского массива

Компонент	Хромшпинель				
	KV-1	KV-1a	KC1-183	KC1-110	
				край	центр
SiO ₂ , мас. %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	0.59	2.99	0.4	»	0.86
Al ₂ O ₃	26.07	12.65	34.28	29.17	17.97
Cr ₂ O ₃	32.35	32.47	27.18	30.97	41.35
FeO _{общ}	33.65	47.82	28.05	31.61	33.24
MnO	Не обн.	Не обн.	0.58	Не обн.	Не обн.
MgO	5.82	2.73	8.77	6.87	4.51
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	»	»	»	0.1	0.12
ZnO	0.77	»	»	0.58	1.03
Сумма	99.25	98.66	99.26	99.3	99.08
f, %	72	86	61	68	78
j, %	45	63	35	42	61
Sp, %	28	14	39	32	22
Crt	41	44	32	38	55
Herz	21	11	21	22	13
Mt	7	23	5	7	7
Usp	1	8	1	Не обн.	2
Frkl	2	Не обн.	Не обн.	1	1
Yes	Не обн.	»	»	Не обн.	Не обн.
Trv	»	»	»	0.2	0.2

Примечание. $j = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al}) \cdot 100 \%$.

Рис. 3. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в габброидах и лампрофирах Кувалорогского массива.

1: обр. С5-436 — меланократовый пойкилитовый роговообманковый норит, 2: обр. С5-410,5 — роговообманковый габбро-диорит, 3: обр. С2-29 — роговообманковый норит, 4: обр. Р1/1 — биотит-роговообманковый лейконорит, 5: обр. С5-391 — порфиридный спессартит, 6: обр. С5-417 — керсантит, 7: обр. С5-480 — гранатовый спессартит.



дов — повышенное содержание SiO_2 , MgO и низкое CaO , что характерно для пород продуктов кристаллизации бонинитоподобных магм (табл. 4).

Согласно ранее опубликованным данным [Щека, Чубаров, 1987], температура образования Кувалорогского массива составляла 925—1150 °С, давление — 6—8 кбар, а окислительный потенциал магмы был очень низким ($\log f_{\text{O}_2} = -20 \dots -22$). Опираясь на проведенные дополнительные минералогические исследования, мы оценили *PT*-условия кристаллизации габброидов Кувалорогского массива с использованием согласованного набора геотермобарометров TPF-программы [Фонарев и др., 1994]. Минеральная ассоциация плагиоклазсодержащих вебстеритов (обр. С5-34; $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{oHb} + \text{Vt}$) закристаллизовалась при температуре субсолидусного равновесия — 833—944 °С и при давлении 7 кбар по [Powell, 1978; Фонарев, Графчиков, 1982; Finnerty, Boyd, 1984; Nickel et al., 1985; Brey, Kohler, 1990].

В керне скв. 5 среди габброидов были обнаружены небольшой (15—20 см) мощности дайки лампрофиров (спессартитов и керсантитов), которые раньше никем не отмечались. Мы их рассматриваем как жильную свиту Кувалорогской интрузии. На родство лампрофировых даек с габброидами этого массива указывает сходство распределения РЗЭ лантаноидной группы в тех и других (см. рис. 3, табл. 4). Кривые нормированного по хондриту *C1* распределения этих элементов в керсантитах и роговообманковых норитах практически идентичны. Те и другие характеризуются резко выраженной положительной *Er*-аномалией и слабой положительной *Eu*-аномалией. Кривые распределения РЗЭ спессартитов явно коплементарны керсантитам: у них ярко выраженный минимум *Er* и слабо выраженная отрицательная *Eu*-аномалия. Положительным наклоном нормированных кривых на отрезке *La*—*Nd* спессартиты похожи на роговообманковые ортопироксениты массива, но отличаются от них более высоким содержанием всех лантаноидов, кроме *Er*.

Основная масса даек спессартитов тонкозернистая с микродиоритовой структурой и состоит из бурой роговой обманки призматического габитуса либо лейстовидных чешуек биотита и лабрадора (50—69 % *An*). В них иногда встречаются порфиристые выделения зональной ($f = 35\text{—}46\%$, см. табл. 3) бурой роговой обманки. Последняя в основной массе аналогична по железистости периферии амфиболовых вкрапленников. Дайки керсантитов равномерно-зернистые, тонкозернистые и сложены лейстовидным плагиоклазом (43—56 % *An*) и биотитом ($f = 38\text{—}39\%$), среди которых изредка встречается роговая обманка ($f = 37\%$). В матриксе керсантитов в большом количестве присутствует акцессорный апатит.

ГРАНАТОВЫЕ РОГОВИКИ И ЭНДОКОНТАКТОВЫЕ ГРАНАТОВЫЕ БАЗИТЫ

Габброиды Кувалорогского массива содержат многочисленные останцы углеродсодержащих алевритов и песчаников хейванской свиты, преобразованных в контактах с ними в гранатсодержащие роговики, впервые описанные С.А. Щекой [1975]. Наибольшее количество останцов наблюдается в керне скважин С2, С5. Роговики имеют сланцеватую текстуру, унаследованную от осадочных пород, и состоят из пироп-альмандинового граната в ассоциации с кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом, силлиманитом, реже в них встречаются кордиерит, ставролит, графит и сульфиды (табл. 5). Структура роговиков порфиробластовая благодаря вкраплениям розового граната, в основной массе — мелкозернистая нематолепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Состав и зернистость роговиков меняются в зависимости от их положения относительно контакта с интрузивной породой. На удалении от него роговики имеют $\text{Qz} + \text{Pl} + \text{Vt} + \text{Grt}$ состав, тонкозернистую структуру с отдельными крупнозернистыми прослоями такого же состава, образованными вследствие перекристаллизации. Гранат в этих породах представлен амебовидными агрегатами зерен неправильной формы в гранобластовой кварц-плагиоклаз-слюдистой основной массе (рис. 4, А). С приближением к контакту с интрузией роговики становятся более крупнозернистыми (1—5 мм), отчетливо сланцеватыми с порфиробластами граната, реже ставролита и кордиерита (см. рис. 4, Б). Здесь встречаются прослои, обогащенные (70—80 %) гранатом (гранатиты) с микроплойчатой основной биотит-хлорит-силлиманитовой массой, в которой присутствуют графит, иногда пирро-

Таблица 3.

Химический состав главных минералов габброидов Кувалорогского массива

Компонент	Ортопироксениты										Нориты									
	Плагиоклаз		Бронзит		Авгит		Амфибол		Плагиоклаз		Гиперстен		Паргасит, рог. обманка обыкновенная		Биотит					
	C5-34к	C5-34ц	C5-34	C5-34в	C5-34	C5-34к	C5-34ц	P-239	P239/1	C5-31	P-239	C5-31	C5-31 ¹	C5-31к	P-239	C5-31ц	P239			
SiO ₂ мас. %	54.86	50.6	55.73	55.07	53.86	51.48	48.4	53.69	55.55	55.56	54.53	43.77	49.18	47.37	40.11	39.45				
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.41	1.65	2.49	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3.82	2.34	1.75	5.51	3.23				
Al ₂ O ₃	29.02	Не обн.	2.48	»	2.08	8.94	10.28	28.76	27.56	28.3	1.88	12.5	9.59	9.54	15.44	16.69				
Cr ₂ O ₃	Не обн.	31.28	0.47	»	0.46	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.39	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.				
FeO _{общ}	»	»	10.84	17.28	6.18	7.74	8.49	»	0.28	»	22.73	22.52	12.03	13.26	15.2	15.63				
MnO	»	»	»	Не обн.	н.обн	Не обн.	Не обн.	»	»	»	0.55	0.54	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.				
MgO	»	»	28.58	25.58	15.52	16.75	16.24	»	»	»	18.19	21.22	12.67	14.1	13.93	15.05				
CaO	11.61	»	1.89	0.81	21.5	11.5	12.01	12.19	10.21	11.05	1.39	0.84	11.29	10.87	11.8	Не обн.				
Na ₂ O	4.51	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1.5	1.49	4.88	5.75	5.09	Не обн.	Не обн.	2.04	1.25	»	»				
K ₂ O	Не обн.	15.05	»	»	»	0.43	0.59	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	1.0	0.64	9.03	9.49				
Сумма	100	3.07	99.99	98.74	100.01	99.99	99.99	99.52	99.35	100	99.27	100	100.01	100	99.39	100.02				
Ап, %	59	Не обн.	58	50	55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.									
f, %	Не обн.	100	18	28	18	21	22	Не обн.	Не обн.	Не обн.	41	37	36	32	35	37				
Еп, %	Не обн.	73	76	71	43	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	54	59	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.				
Fs	»	Не обн.	17	27	11	»	»	»	»	»	39	36	»	»	»	»				
Wo	»	»	4	2	43	»	»	»	»	»	3	2	»	»	»	»				
Chm	»	»	3	Не обн.	3	»	»	»	»	»	4	3	»	»	»	»				

Окончание табл. 3

Компонент	Лейкокориты/кварцевые диориты										Керсангиты									
	Плагиоклаз		Гиперстен		Рог. обманка		Флогопит/биотит		Плагиоклаз		Рог. обм.		Плагиоклаз		Биотит					
	C5/478	P1/1ц	P1/1к	C5/478	P1/1	P1/1а	P1/1 ²	P1/1а	C5-391	C5-391	C5-391	C5-417	C5-417а	C5-417	C5-417а					
SiO ₂ мас. %	49.41	50.41	61.21	52.42	51.99	48.55	38.17	39.61	54.81	43.97	53.88	55.98	35.83	36.27						
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.03	Не обн. ³	1.64 ⁴	4.23	4.82	Не обн.	1.75	Не обн.	Не обн.	3.89	3.39						
Al ₂ O ₃	32.06	31.32	23.31	2.34	2.32	9.47	15.82	15.69	27.16	12.42	27.89	26.75	15.07	15.94						
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.						
FeO _{общ}	»	»	»	19.35	20.24	10.65	13.13	18.25	»	15.68	»	»	14.95	15.22						
MnO	»	»	»	0.42	0.29	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	0.33	»	»	Не обн.	Не обн.						
MgO	»	»	»	23.65	23.01	15.38	16.04	11.63	»	10.42	»	»	13.32	13.8						
CaO	15.12	14.31	5.64	1.14	1.61	12.19	Не обн.	0.65	9.74	10.49	9.94	8.41	Не обн.	Не обн.						
Na ₂ O	2.8	3.85	9.28	Не обн.	Не обн.	0.92	0.29	0.72	5.46	1.7	5.41	6.08	»	0.46						
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	0.62	9.31	8.29	Не обн.	0.66	Не обн.	Не обн.	8.27	8.5						
Сумма	99.39	99.89	99.44	99.35	99.46	99.42	96.99	99.66	97.17	97.42	97.12	97.22	91.33	93.58						
Ап, %	75	67	25	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	50	Не обн.	51	43	Не обн.	Не обн.						
f, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	31	33	28	31	48	Не обн.	46	Не обн.	Не обн.	39	38						
Еп, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	65	63	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.						
Fs	»	»	»	31	31	»	»	»	»	»	»	»	»	»						
Wo	»	»	»	2	3	»	»	»	»	»	»	»	»	»						
Chm	»	»	»	2	1	»	»	»	»	»	»	»	»	»						

Примечание. C5 — образцы керна из скв. 5, цифры — глубина отбора образца; P — образцы из коллекции В.В. Кононова, Правокиччинский участок; к — край, ц — центр кристалла, в — включение в оливине. ¹ Паргасит. ² Флогопит. ³ V₂O₅ = 0.26 мас.%. ⁴ V₂O₅ = 0.43 мас.%.
 ц — центр кристалла, в — включение в оливине. ¹ Паргасит. ² Флогопит. ³ V₂O₅ = 0.26 мас.%. ⁴ V₂O₅ = 0.43 мас.%.
 ц — край, к — край, в — включение в оливине.

Таблица 4. Химический состав и элементы-примеси габброидов Кувалорогского массива

Компонент	1		2		3		4		5		6		7		8	
	C5-436	K434/5	C5-410,5	C2-29	P1/1	C5-391	C5-417	C2-25	C5-480							
SiO ₂ , мас. %	51.9	48.6	53.3	50.6	52.86	48.5	54.0	45.0	45.4							
TiO ₂	0.62	1.1	0.1	0.5	0.31	1.5	1.0	2.43	1.8							
Al ₂ O ₃	8.64	13.4	5.6	14.6	20.7	17.6	17.6	21.2	19.5							
FeO _{общ}	9.81	10.9	14.9	12.8	6.7	10.0	6.3	14.7	10.2							
MnO	0.22	0.19	0.35	0.25	0.11	0.22	0.13	0.42	0.27							
MgO	19.4	14.3	17.5	10.5	7.0	7.62	7.3	4.9	7.0							
CaO	5.0	8.5	3.2	5.9	8.2	7.93	5.9	6.6	9.4							
Na ₂ O	1.14	1.8	0.55	2.15	2.8	3.23	2.7	2.4	2.5							
K ₂ O	0.45	0.4	0.45	0.45	0.32	0.7	2.05	0.4	0.4							
P ₂ O ₅	Не опр.	0.2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.							
H ₂ O	»	0.2	»	»	»	»	»	»	»							
П.п.п.	1.22	1.0	2.6	1.1	1.0	1.38	1.92	1.1	1.98							
Сумма	98.40	100.6	98.6	98.75	100.0	98.68	98.9	99.15	98.45							
La, г/т	4.8	Не опр.	5	7.8	7.7	7.4	9.2	13.9	7.9							
Ce	14.6	»	12.6	18.8	19.1	21.5	17.7	35.8	23.2							
Pr	2.3	»	1.8	2.7	2.3	3.6	2	4.9	4							
Nd	10.6	»	8.5	12	10.0	18.2	7.6	21.8	19.7							
Sm	2.9	»	2.4	2.7	1.9	5.1	2.9	6.6	7.4							
Eu	0.6	»	0.4	1.1	1.0	1.5	0.9	1.5	1.5							
Gd	2.7	»	2.5	2.4	2	4.9	1.5	10.7	5.4							
Tb	0.5	»	0.4	0.4	0.3	0.8	0.2	2.7	0.9							
Dy	2.7	»	2.3	1.8	1.9	4.5	0.9	21.8	5.5							
Ho	0.6	»	0.4	0.3	0.4	0.9	0.2	5.6	1.1							
Er	<2	»	<2	<2	1	<2	<2	18	<2							
Tm	0.2	»	0.2	0.1	0.2	0.4	0.1	3.2	0.5							
Yb	1.5	»	1.3	1	1.1	2.4	0.7	21.2	3							
Lu	0.2	»	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	3.4	0.8							

Примечание. 1 — роговообманковые пироксениты, 2 — горнблендиты, 3 — нориты, 4 — лейконориты, 5 — спессартиты, 6 — керсантиты; 7 — гранатовый лейкодиорит, 8 — гранатовый спессартит. Не опр. — элемент не определялся. Элементы-примеси анализировались количественно-спектральным методом.

тин, герцинит, рутил (см. рис. 4, B). В сланцеватых роговиках гранат встречается уже в виде субидиоморфных вкраплений размером 5—10 мм в диаметре, а также в виде кольцевых (атолловых) зерен, включающих кварц, плагиоклаз, биотит, силлиманит и другие минералы из основной массы роговиков (см. рис. 4, Г, Д). Из табл. 5 видно, что гранат в роговиках характеризуется высокой магниальностью (29—35 Pgr), малой долей Gros (2—3 %) и Spes (1—2 %) компонентов и сложной ростовой зональностью. Среди парагенных с гранатом минералов роговиков зональное строение имеет только плагиоклаз (обр. C2-9; 21—34 % An). Высокая магниальность граната предполагает образование роговиков при повышенном общем давлении. В соответствии с гранат-кордиеритовым и гранат-биотитовым баротермометрами [Фонарев и др., 1994] образование роговиков в габброидах Кувалорогского массива происходило при 6—8 кбар общего давления (на глубине 20—26 км) и при $T = 740—780$ °C.

В области эндоконтакта с роговиками роговообманковые нориты главной фации Кувалорогского массива переходят в лейкократовые нориты, биотит-роговообманковые диориты и кварцевые диориты, содержащие гранат. Ширина зоны лейкократовых габброидов в контакте с останцами осадочных пород обычно составляет 0.2—0.5 м (рис. 5, А). Диориты развиты в примыкающей к роговикам части зоны лейкократизации, а переходная область к безгранатовым норитам представлена содержащими гранат лейконоритами, в которых ортопироксен полностью или частично замещен куммингтонитом (куммингтонитовые нориты). Гранатовые диориты имеют типичную для этих магматических пород призматически-зернистую структуру и состоят (табл. 6) из эвгдральных таблитчатой формы зерен зонального плагиоклаза (6—59 % An; 65—70 %), шестоватого габитуса бурой, часто опациitized роговой обманки ($f = 47$ %) с реликтами гиперстена ($f = 51$ %), чешуек коричневого высокотитанистого (3—4 мас. % TiO₂) биотита ($f = 48—50$ %), интерстициальных выделений кварца (1—5 %), иногда ассоциирующего с Ba-содержащим (0.62 мас. % BaO) калишпатом, и идиоморфных зерен пироп-альмандинного граната (7—26 % Pgr). Этот гранат существенно обогащен кальцием по сравнению с гранатом из роговиков (10—20 % Gros). Зерна граната достигают в диаметре 5—10 мм, редко 1—2 см и в некоторых случаях имеют отчетливую зональность с увеличением содержания пироповой молекулы в краевой части кристалла. Зональные гранаты много беднее гранатов из роговиков по содержанию пироповой компоненты (7—26 % Pgr). В центре зональных гранатов обычно присутствуют многочисленные включения кварца,

Таблица 5. Химический состав минералов роговиков из останцев в габброидах Кувалорогского массива

Компонент	Плагиоклаз		Биотит		Кордиерит	Ставролит	Силлиманит		Рутил	Гранат			
	C2-9ц	C2-9к	C2-8	C2-9	C2-9	C2-8	C2-8	C2-9	C2-8	C2-8ц	C2-8к	C2-9к	C2-9ц
SiO ₂ , мас. %	59.38	63.24	38.59	38.16	48.78	28.44	36.01	35.87	Не обн.	37.43	38.59	37.97	38.23
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	2.4	3.59	Не обн.	0.27	Не обн.	Не обн.	97.78	Не обн.	Не обн.	0.23	Не обн.
Al ₂ O ₃	25.77	23.17	20.12	19.41	33.28	55.69	61.58	63.13	Не обн.	20.95	21.63	21.75	21.45
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.3	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.31	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO _{общ}	»	»	14.7	14.91	5.97	11.05	0.97	0.26	Не обн.	31.38	29.06	29.47	31.24
MnO	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	0.69	0.25	0.3	0.39
MgO	»	»	14.4	13.91	10.52	1.84	0.39	»	»	7.56	9.19	9.14	7.44
CaO	7.0	4.19	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	1.17	0.86	0.84	0.86
Na ₂ O	7.34	8.62	»	»	0.44	»	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	9.3	8.62	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»	»
ZnO	»	»	Не обн.	Не обн.	»	2.3	»	»	»	»	»	»	»
V ₂ O ₅	»	»	»	0.47	»	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»
Сумма	99.49	99.22	99.51	99.37	98.99	99.59	98.95	99.26	98.09	99.18	99.58	99.7	99.61
Ап, %	34	21	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
f, %	Не обн.	Не обн.	37	38	24	77	58	Не обн.	Не обн.	70	64	64	70
Аlm, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	66	63	62	68
Pyg	»	»	»	»	»	»	»	»	»	29	35	34	29
Gros	»	»	»	»	»	»	»	»	»	3	2	2	2
Spes	»	»	»	»	»	»	»	»	»	2	1	1	1

биотита, амфибола и ортопироксена, а также апатита, циркона, ильменита или сульфидов (см. рис. 5, Б). Иногда зональность видна даже в шлифе благодаря розовой окраске центра зерен, вызванной небольшой (до 0.04 мас.%) изоморфной примесью TiO₂. Незональные гранаты обычно оптически-однородны и не содержат никаких включений (см. рис. 5, В). Характер зональности гранатов в эндоконтактных диоритах иллюстрирует микроскопический профиль (рис. 6).

Во внутренней части зоны гранатовых лейкодиоритов, где развиты куммингтонитовые лейкокориты, гранат не образует крупных эвгдральных выделений, как в лейкодиоритах, а слагает неправильные агрегаты из мелких (0.5—1 мм) субидиоморфных кристаллов (рис. 7, А). Гранат здесь незональный и содержит 35—36 % Pyg и 7—8 % Gros (см. табл. 6), он приурочен либо к скоплениям ортопироксена и куммингтонита, либо к зернам плагиоклаза. Гранат-кумингтонитовые лейкокориты состоят из зонального плагиоклаза (55—84 % An), который количественно преобладает над гиперстеном ($f = 34—41$ %) и флогопитом ($f = 28$ %). В лейкокоритах наблюдается тесная пространственная ассоциация граната с флогопитом, часто заполняющих одни и те же трещины в кристаллах плагиоклаза (см. рис. 7, Б, В).

В скважине 5 на глубине 480 м в дайке спессартитов, интрузирующих биотит-роговообманковые лейкодиориты, присутствуют эвгдральные зерна альмандин-пиропового граната размером 1—3 мм в диаметре (см. рис. 7, Г). Порфириобласты содержат включения плагиоклаза и роговой обманки состава, аналогичного таковому в базисе спессартита, а также многочисленные кристаллы хлорапатита и циркона. Магнезиальность граната в порфириобластах нарастает к их периферии (10—25 % Pyg), а содержание гроссулярового компонента в нем колеблется от 13 до 19 %, как в гранате эндоконтактных лейкокоритов и лейкодиоритов.

Иногда в переходной зоне гранат-кумингтонитовых лейкокоритов вокруг зерен граната наблюдаются симплектитовые сростания ортопироксена и мелкозернистого гранобластового плагиоклаза (рис. 8, А). Симплектиты, по-видимому, являются продуктами распада граната. В некоторых шлифах подобные Pl + Orx сростания встречены внутри призматических кристаллов первичного плагиоклаза с реликтами граната по периферии симплектитов (см. рис. 8, Б). Составы минералов симплектитов приведены в табл. 7. Гранат, распадающийся на симплектиты, почти не зонален, содержит 23—28 % Pyg и 13—15 % Gros, как все гранаты зоны эндоконтактных базитов. Интересно, что плагиоклаз в симплектитовых сростаниях имеет более анортитовый (битовнит № 73-80) состав по сравнению с плагиоклазом интрузивной породы, в которой они встречаются (58—60 % An). В литературе подобные симплектитовые ареалы вокруг зерен граната [Obata, 1994] интерпретируются как результат декомпрессионных процессов, сопровождающих подъем блоков гранатосодержащих пород к поверхности.

ОБСУЖДЕНИЕ

Отсутствие каких-либо метаморфических преобразований гранатосодержащих пород Кувалорогского массива позволяет предполагать, что образование граната в них связано с магматическим этапом

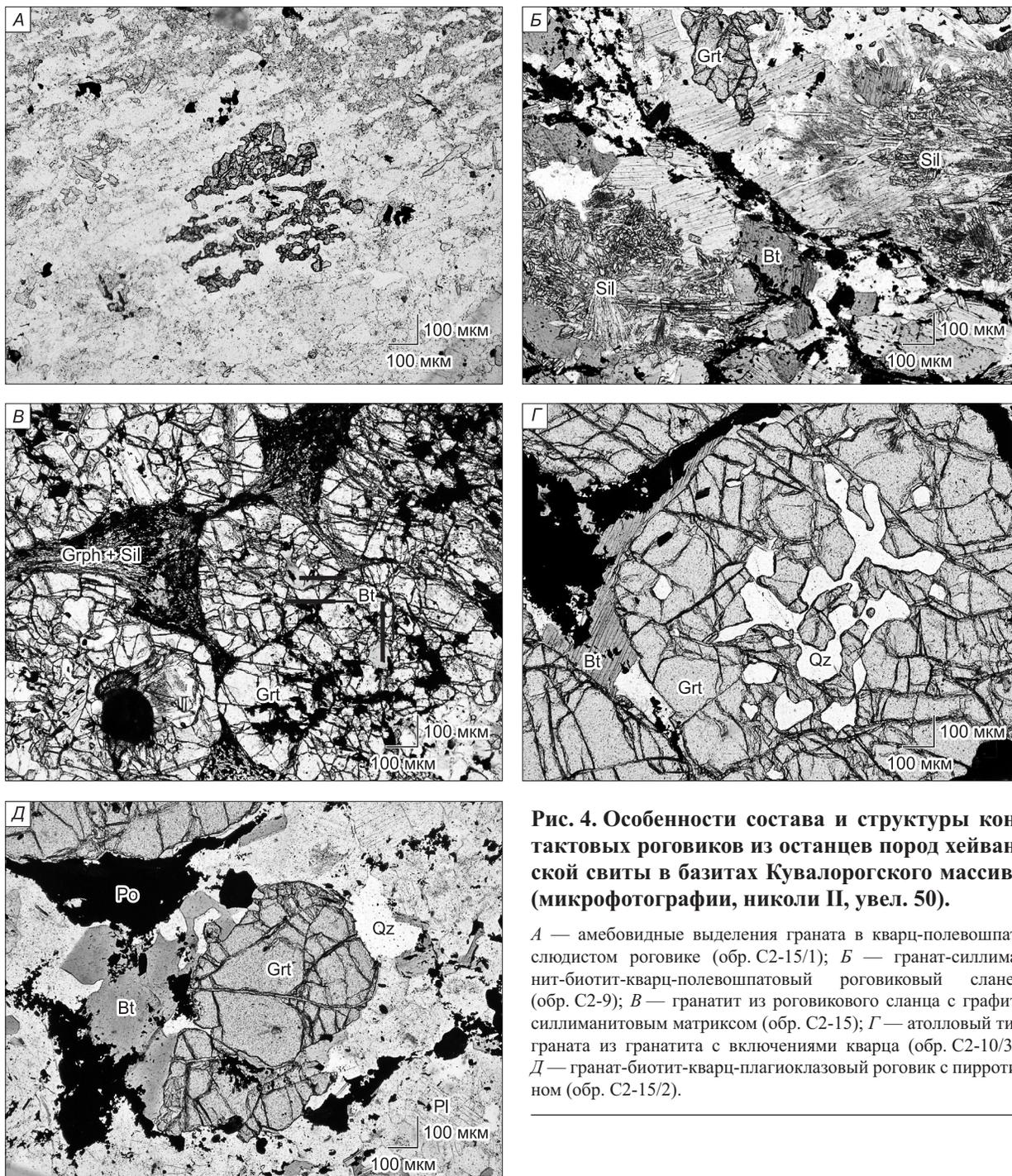


Рис. 4. Особенности состава и структуры контактовых роговиков из останцев пород хейванской свиты в базитах Кувалорогского массива (микрофотографии, николи II, увел. 50).

А — амевовидные выделения граната в кварц-полевошпатово-слюдистом роговике (обр. С2-15/1); *Б* — гранат-силлиманит-биотит-кварц-полевошпатовый роговиковый сланец (обр. С2-9); *В* — гранатит из роговикового сланца с графит-силлиманитовым матриксом (обр. С2-15); *Г* — атоллвый тип граната из гранатита с включениями кварца (обр. С2-10/3); *Д* — гранат-биотит-кварц-плагноклазовый роговик с пирротином (обр. С2-15/2).

становления этих интрузий. Магматический гранат — довольно тривиальный минерал в вулканитах андезит-дацитового состава [Прибавкин, 2003; Prouteau, Scaillet, 2003], но в габброидах встречается довольно редко. Недавно габброиды с магматическим гранатом были найдены В.В. Егоровой [2005] на западе Сангилена. Здесь ксенолиты гранатовых, амфибол-гранатовых габбро-норитов и гранатовых габбро были обнаружены в дайках агардагского комплекса. Предполагается, что эти ксенолиты были вынесены магмой из глубинной камеры Башкымугурского плутона. По данным палеотермо- и барометрии, гранатовые габброиды ксенолитов образовались на глубинах 33—40 км ($P = 10—12$ кбар) при температуре около 1000 °С. Эти породы имеют панидиоморфную типично габбровую структуру и массивную, иногда полосчатую текстуру. Гранат в них принадлежит к пироп-альмандиновому ряду и содержит от 22 до 51 мол.% пиропового и 15—20 мол.% гроссулярового миналов. Этот и все другие известные случаи появления магматического граната в породах базитового состава указывают на их образование в условиях высокого общего давления.

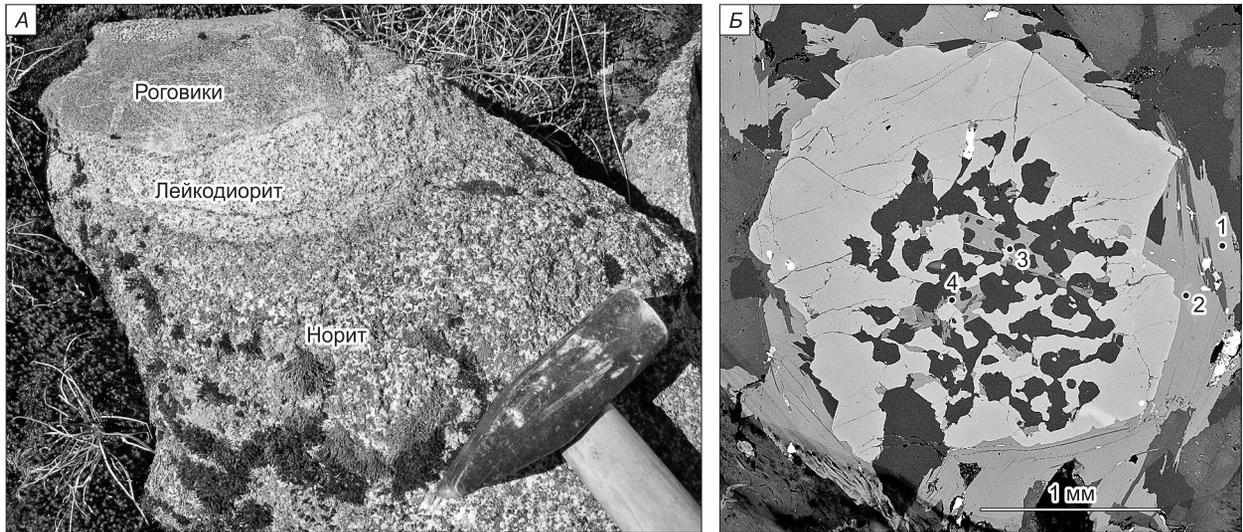
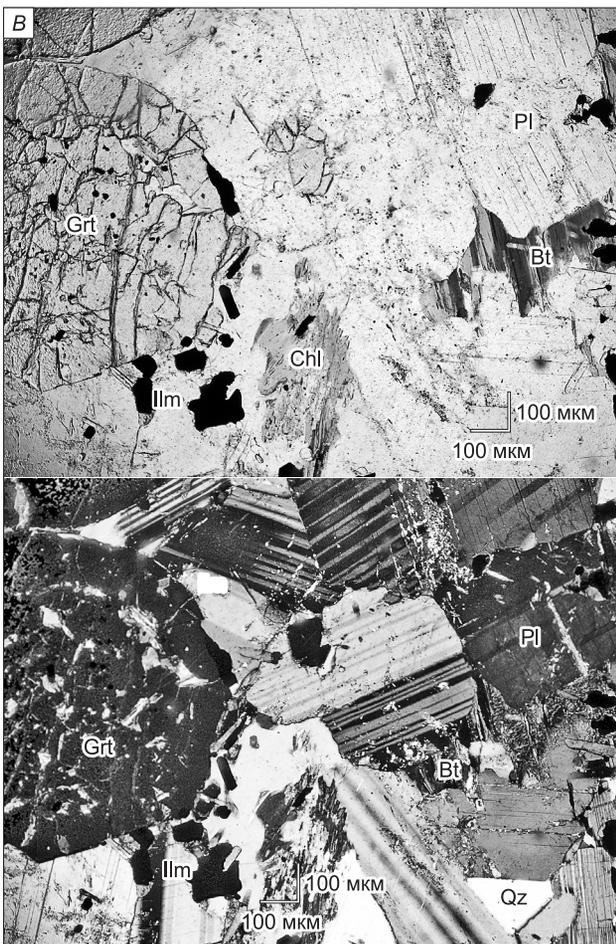
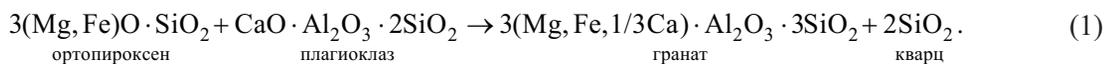


Рис. 5. Взаимоотношения габброидов с роговиками и петрографические особенности гранат-содержащих габброидов.

А — характер соотношений лейкодиоритов и норитов в эндоконтакте с ксенолитами роговиков; *Б, В* — микрофотографии порфиробластов граната из лейкодиоритов: *Б* — гранат атоллового типа с оторочкой биотита и включениями биотита и кварца (1—4 — точки зондовых анализов биотита, снимок сделан в отраженных электронах, обр. Р-123/1), *В* — кварцевый диорит с гранатом (вверху николи II, внизу ×, обр. С2-12). Хорошо видна магматическая призматически-зернистая структура диорита.



Возможность кристаллизации пироп-альмандинового граната из базитового расплава была установлена в экспериментах Т.Х. Грина [1970]. Им было показано, что гранат образуется в субсолидусную стадию после плагиоклаза, клино- и ортопироксена из высокоглиноземистых базальтовых магм, остывающих при $P \geq 11$ кбар и $T = 1100$ °С. Но условия образования гранатосодержащих пород в Кувалорогском массиве, как показано выше, ни по давлению, ни по температуре не достигали таких PT -значений. В той же работе Т.Х. Грин показал, что в случае опытов с габбро-анортозитовой шихтой гранат пироп-альмандинового состава фиксируется, начиная с давлений 9 кбар при температуре ≥ 950 °С. По данным Т.Х. Грина, в этих опытах гранат кристаллизовался в результате субсолидусной реакции



Образовавшаяся в опыте гранатосодержащая порода имела более кислый плагиоклаз, чем исходный габбро-анортозит, и шихта обогащалась кварцем. В более поздних работах [Green, 1982; Harangi et al., 2001] было установлено, что высокое содержание воды может еще более снизить предел кристаллизации граната по давлению: при содержании воды в андезитовом расплаве 5 мас.% гранат появляется на субсолидусе при давлениях ≥ 7 кбар.

Условия образования альмандин-пиропового граната в эндоконтактовых лейкодиоритах Кувалорогского массива полностью соответствуют условиям последних из упомянутых экспериментов. Исход-

Таблица 6. Химический состав минералов гранатосодержащих габброидов Кувалорогского массива

Компонент	Гранатовые лейконориты											
	Плагиоклаз				Гиперстен			Куммингтонит	Биотит	Ильменит	Гранат	
	C5-8ц	C5-430ц	C5-430с	C5-430к	C5-8	C5-430ц	C5-430к	C5-8	C5-430	C5-430	C5-430	C5-430a
SiO ₂ , мас. %	46.22	48.4	49.33	54.9	51.33	52.32	52.2	25.09	40.0	Не обн.	39.17	38.78
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4.15	53.25	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	33.69	32.86	32.51	28.72	1.66	2.67	3.74	21.93	16.99	Не обн.	21.81	21.87
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.51	»	Не обн.	Не обн.
FeO _{общ}	0.37	»	»	»	24.99	22.14	20.78	24.46	12.23	45.4	25.98	25.59
MnO	Не обн.	»	»	»	0.75	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.58	1.27	1.21
MgO	»	»	»	»	20.06	22.44	22.91	15.89	17.43	Не обн.	9.27	9.48
CaO	17.35	16.57	15.37	11.32	0.62	0.43	0.37	Не обн.	Не обн.	»	2.50	3.05
Na ₂ O	2.01	2.71	2.79	5.06	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»	»	8.67	»	»	»
V ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	»	»	Не обн.	0.77	»	»
Сумма	99.64	100.54	100.0	100.0	99.41	100.0	100.0	87.37	99.98	100.0	100.0	99.98
Ап, %	84	81	75	55	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
f, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	41	36	34	46	28	Не обн.	Не обн.	60
Еп, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	56	62	63	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fs	»	»	»	»	41	34	32	»	»	»	»	»
Wo	»	»	»	»	1	1	1	»	»	»	»	»
Chm	»	»	»	»	1	3	4	»	»	»	»	»
Alm	»	»	»	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	»	»	55	54
Pyр	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	35	36
Gros	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	7	8
Spes	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	3	3

Продолжение табл. 6

Компонент	Гранатовые лейкодиориты и кварцевые диориты										
	Плагиоклаз			Гиперстен	Рог. обн.	Биотит		Гранат			
	C5-217ц	C5-217к	KV-3/1	C5-11	C5-11	C-217	C2-10	KV-3ц	KV-3к	C2-12к	C2-12ц
SiO ₂ , мас. %	54.25	55.91	66.28	49.2	46.74	38.56	38.25	36.55	37.35	38.19	37.08
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1.29	4.3	4.28	Не обн.	0.28	0.02	Не обн.
Al ₂ O ₃	28.45	27.63	20.13	1.55	10.67	16.71	18.42	20.14	21.24	20.95	21.36
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.14	Не обн.
FeO _{общ}	»	»	0.06	30.45	18.29	15.85	17.89	34.71	30.47	29.22	29.93
MnO	»	»	Не обн.	0.45	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.81	0.64	0.78	1.14
MgO	»	»	»	16.34	11.55	14.52	12.04	1.51	7.14	7.94	6.74
CaO	10.93	9.56	1.33	1.09	9.76	Не обн.	Не обн.	5.84	2.48	2.31	3.53
Na ₂ O	4.95	6.13	11.13	Не обн.	0.91	»	»	Не обн.	Не обн.	0.2	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	0.16	0.17	»	0.44	8.95	9.12	»	»	Не обн.	»
Сумма	98.58	99.39	99.1	99.08	99.65	98.89	100	99.56	99.6	99.75	99.78
Ап, %	55	46	7	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
f, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	51	47	38	46	93	71	67	71
Еп, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	48	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fs	»	»	»	50	»	»	»	»	»	»	»
Wo	»	»	»	2	»	»	»	»	»	»	»
Chm	»	»	»	Не обн.	»	»	»	»	»	»	»
Alm	»	»	»	»	»	»	»	76	65	62	63
Pyр	»	»	»	»	»	»	»	7	27	30	25
Gros	»	»	»	»	»	»	»	16	6	6	10
Spes	»	»	»	»	»	»	»	2	2	2	2

Компонент	Гранатовые спессартиты						
	Плагиоклаз		Рог. обм.	Гранат		Ильменит	Апатит
	C5-480к	C5-480ц	C5-480	C5-480ц	C5-480к	C5-480	C5-480
SiO ₂ , мас. %	54.86	49.34	45.73	36.56	38.97	Не обн.	Не обн.
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	1.14	0.61	Не обн.	53.26	0.41
Al ₂ O ₃	29.12	32.2	12.8	19.84	21.42	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.82	»
FeO _{общ}	1.02	»	14.51	31.3	28.82	47.64	0.48
MnO	Не обн.	»	Не обн.	2.24	1.06	1.13	Не обн.
MgO	»	»	11.81	2.74	6.8	Не обн.	»
CaO	10.53	14.36	10.86	7.15	4.88	»	55.15
Na ₂ O	5.91	3.61	1.16	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	0.49	»	»	»	»
P ₂ O ₅	»	»	»	»	»	»	42.38
Sc ₂ O ₃	»	»	»	»	»	»	0.68
Cl	»	»	»	»	»	»	0.26
Сумма	101.44	99.51	98.5	100.44	101.95	102.85	99.36
Ап, %	50	69	Не обн.	86	70	Не обн.	Не обн.
f, %	Не обн.	Не обн.	41	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Еп, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fs	»	»	»	»	»	»	»
Wo	»	»	»	»	»	»	»
Chm	»	»	»	»	»	»	»
Alm	»	»	»	64	61	»	»
Pyx	»	»	»	11	26	»	»
Gros	»	»	»	20	13	»	»
Spes	»	»	»	5	Не обн.	»	»

Примечание. ц — центр, с — середина, к — край кристалла.

ная магма этой интрузии, судя по широкому распространению гидроксилсодержащих минералов в составе ее пород, была близка к насыщению H₂O. В зоне приконтактовых лейконоритов и лейкодиоритов водосодержание должно было еще повыситься, поскольку образование Grt-Cord-Sil-Stv роговиков по алевролитам и песчаникам хейванской свиты не могло не сопровождаться процессами дегидратации. Образовавшимся при этом парам воды некуда было деться, кроме как раствориться в окружавшем роговики диоритовом расплаве. По нашему мнению, появление зон лейкократизации около останцев роговиков в большей степени обязано повышенному давлению воды в приконтактовых с ними частях габброидного расплава, чем процессам ассимиляции терригенного материала, с которыми их связывают [Щека, Чубаров, 1987]. Сравнение составов габброидов Кувалорогского массива и их контаминированных разновидностей (табл. 8) показывает, что в гранатсодержащих лейкодиоритах эндоконтактовых зон с роговиками значительно растет содержание только Al₂O₃ и P₂O₅ и уменьшается MgO, тогда как количество щелочей не изменяется, а SiO₂ даже падает, что противоречит идее ассимиляции. Ассимиляция пород терригенного состава прежде всего сопровождается ростом в гибридных породах щелочей и кремнезема, а не только Al₂O₃. Изменения химического состава габброидов в эндоконтакте роговиков лучше согласуются с увеличением здесь соотношений плагиоклаза и цветных минералов, что наблюдается при повышении p_{H₂O} в базитовом расплаве. Как известно, рост концентрации воды сдвигает состав Di-An эвтектики в сторону ее обогащения плагиоклазом [Йодер, Тилли, 1965].

Отсутствие ассимиляции вмещающих пород Кувалорогской интрузией также подтверждается результатами изотопных исследований ее пород. Из табл. 9 видно, что изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr во всех породах этого массива сходны и близки к значениям этих отношений в современной мантии (0.7045; [Покровский, 2000]). ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd отношения в массиве (0.512638) тоже соответствуют мантийным значениям. Эти два параметра сближают породы Кувалорогского интрузива с мантийными выплавками. При этом изотопные отношения стронция и неодима в гранатсодержащих лейконоритах (обр. C5-208,6) и гранатсодержащих спессартитах (обр. C5-480) не отличаются от таковых в безгранатовых кортландитах и норитах. Судя по изотопным отношениям гелия (³He/⁴He = 2.5—8.5·10⁻⁶, табл. 10), исходный расплав Кувалорогской интрузии соответствует типичным выплавкам из деплетированной мантии (³He/⁴He = 6,5·10⁻⁶), на что также указывает высокий процент мантийного гелия по отношению к общему гелию (He_m/He = 68 %) в породах этой интрузии.

Таким образом, если наши рассуждения правомерны, то в обогащенных H₂O близроговиковых оторочках диоритового состава при общем давлении 7 кбар и при близосолидусной температуре мог кристал-

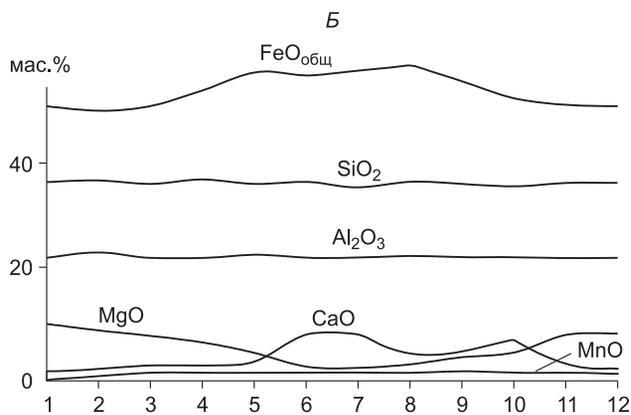
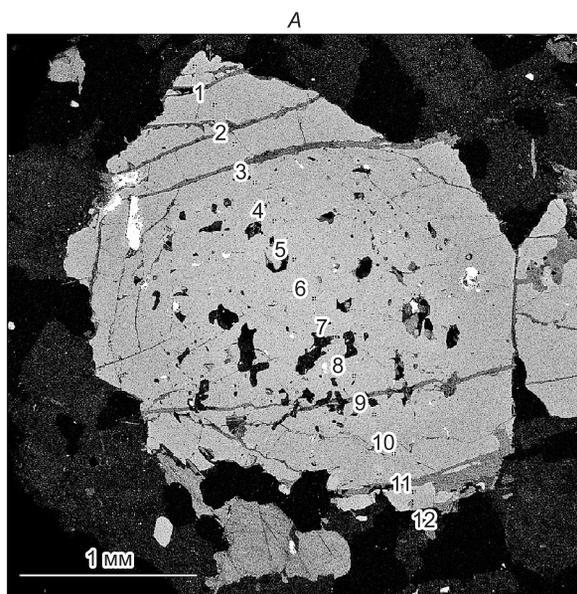


Рис. 6. Характер ростовой зональности в гранате из гранатсодержащего лейкодиорита.

A — снимок в отраженных электронах граната (обр. P-123/1). 1—12 — точки зондовых анализов граната. *Б* — графики концентраций главных оксидов по профилю.

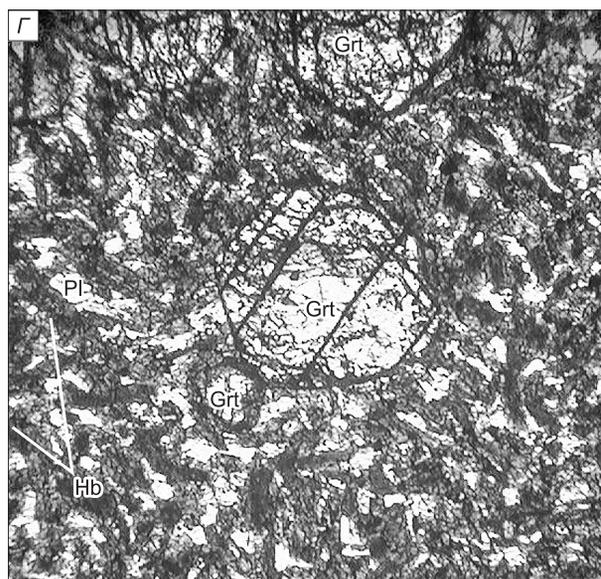
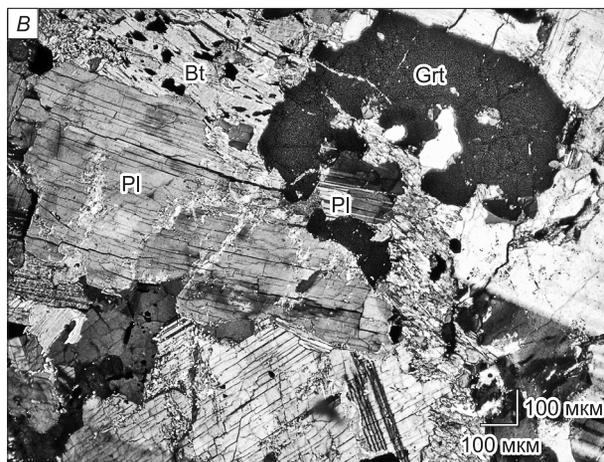
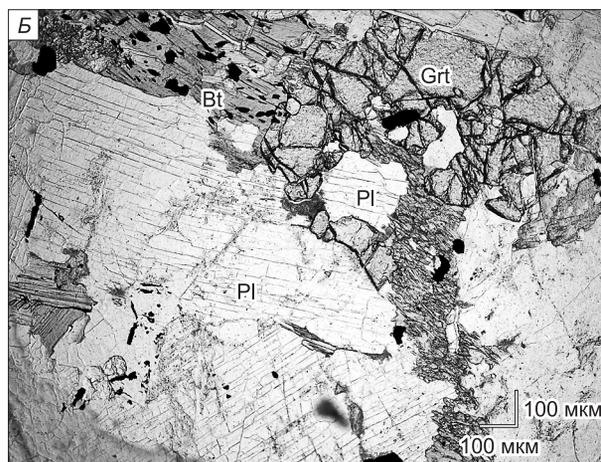
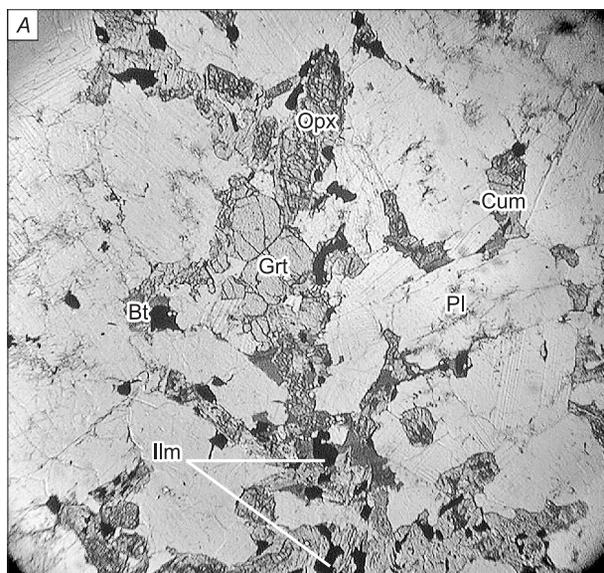


Рис. 7. *A* — микрофотография гранатового куммингтонитового лейконорита (обр. С5-8, николи II, увел. 50), видна приуроченность агрегатов граната к цветным минералам; *Б, В* — микрофотографии обр. С5-221 гранатового лейкодиорита (*Б* — николи II, *В* — николи X), в котором видна приуроченность граната к трещине в идиоморфном зерне плагиоклаза и его пространственная ассоциированность с биотитом; *Г* — обр. С5-480 из дайки гранатовых спессартитов (николи II, увел. 30).

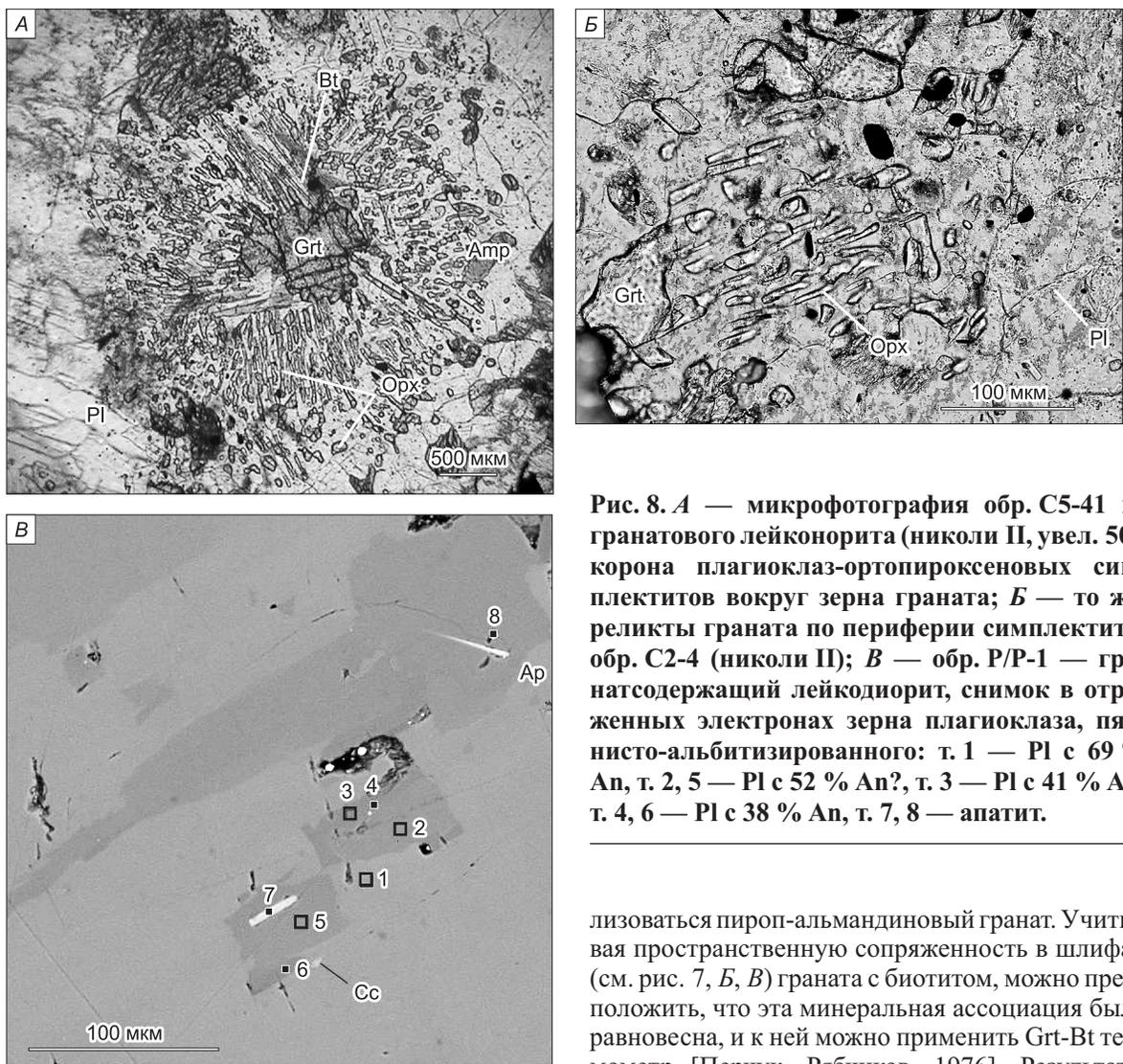


Рис. 8. *А* — микрофотография обр. С5-41 из гранатового лейконорита (николи II, увел. 50), корона плагиоклаз-ортопироксеновых симплектитов вокруг зерна граната; *Б* — то же, реликты граната по периферии симплектита, обр. С2-4 (николи II); *В* — обр. Р/Р-1 — гранатсодержащий лейкодиорит, снимок в отраженных электронах зерна плагиоклаза, пятнисто-альбитизированного: т. 1 — Pl с 69 % An, т. 2, 5 — Pl с 52 % An?, т. 3 — Pl с 41 % An, т. 4, 6 — Pl с 38 % An, т. 7, 8 — апатит.

лизоваться пироп-альмандиновый гранат. Учитывая пространственную сопряженность в шлифах (см. рис. 7, *Б, В*) граната с биотитом, можно предположить, что эта минеральная ассоциация была равновесна, и к ней можно применить Grt-Bt термометр [Перчук, Рябчиков, 1976]. Результаты геотермометрии указывают на образование ассо-

циации граната и биотита в диоритах Кувалорогского массива при $T = 450\text{—}700\text{ }^{\circ}\text{C}$. Поскольку в гранатсодержащих диоритах отсутствует ортопироксен, столь характерный для габброидов Кувалорогского массива, а плагиоклаз сильно деанортитизирован вплоть до альбита (см. рис. 8, *В*, т. 6), то, скорее всего, формирование граната происходило за счет этих минералов по реакции (1), и ее инициировала в субсолидусную стадию флюидная фаза, богатая водой и другими летучими. Как уже отмечалось выше, центральные зоны порфиробластов граната обогащены апатитом и цирконом, которые содержат несовместимые с силикатным расплавом компоненты (P, Zr), обычно накапливающиеся в конечных порциях базитовой магмы вместе с водой. Гранаты атоллового типа в центре обогащены кварцем (см. рис. 5, *Б*), что также хорошо согласуется с предполагаемой реакцией образования граната (1).

Другую точку зрения на происхождение граната в Кувалорогском массиве недавно высказали Р.А. Шелепаев с соавторами [2007]. Они изучили распределение лантаноидов в гранате из содержащих его габброидов и на основании этих результатов пришли к выводу о возможном попадании граната в магматическую камеру из контактовых роговиков и «последующем обрастании гранатом, равновесным с базальтовым расплавом». С этим представлением не согласуются полученные нами данные (см. табл. 4, 5). Видно, что гранат контактовых роговиков намного богаче пироповой компонентой (28—34 % Pyg), чем центральные части зональных кристаллов граната в лейкодиоритах и лейконоритах (9—29 % Pyg). Кроме того, в гранатах из роговиков содержание гроссуляровой молекулы не превышает 4 %, тогда как гранаты из эндоконтактовых диоритов содержат 13—15 % Gros.

Полная аналогия состава пироп-альмандиновых порфиробластов в лампрофировой дайке (обр. С5-480; 10 % Pyg в центре, до 25 % Pyg на краю при содержании Gros молекулы 13—19 %) и в эндоконтактовых лейкодиоритах позволяет думать, что и этот гранат кристаллизовался из остаточного богатого ле-

Таблица 7.

Составы главных породообразующих минералов и пироксен-плагиоклазовых симплектитов – продуктов распада граната

Компонент	Гранатовый норит (обр. С2-4)				Гранатовый лейконорит (обр. С5-41)				
	Породообразующие		Симплектит		Породообразующие			Симплектит	
	Pl (n = 1)	Grt (n = 1)	Pl (n = 1)	Орх (n = 1)	Pl (n = 3)	Орх (n = 6)	Grt (n = 4)	Pl (n = 7)	Орх (n = 5)
SiO ₂ , мас. %	54.18	38.94	48.07	52.02	53.39	53.43	39.07	49.86	52.09
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.07	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	28.46	22.1	32.26	1.65	28.95	2.11	21.72	31.6	2.09
FeO _{общ}	Не обн.	24.44	0.36	24.72	Не обн.	23.62	26.65	0.09	24.18
MnO	»	1.31	Не обн.	0.39	»	0.51	1.47	Не обн.	0.46
MgO	»	7.22	»	20.45	»	19.61	6.95	»	20.54
CaO	11.56	5.69	16.32	0.59	12.39	1.16	5.61	15.49	0.70
Na ₂ O	5.55	Не обн.	2.74	Не обн.	4.51	Не обн.	Не обн.	3.08	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	»	Не обн.	»	Не обн.	»	»	Не обн.	»
Сумма	99.75	99.70	99.75	99.82	99.24	100.44	101.54	100.12	100.06
Ап, %	54	Не обн.	77	Не обн.	60	Не обн.	Не обн.	74	Не обн.
f _s , %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	41	Не обн.	Не обн.	41
Еп, %	Не обн.	Не обн.	Не обн.	57.5	Не обн.	55.6	Не обн.	Не обн.	57.6
Fs	»	»	»	38.8	»	38.5	»	»	38.7
Wo	»	»	»	2.5	»	2.4	»	»	1.4
Chm	»	»	»	1.2	»	3.3	»	»	2.1
Alm	»	53.3	»	Не обн.	»	Не обн.	55.7	»	Не обн.
Pyр	»	28.4	»	»	»	»	26.0	»	»
Gros	»	15.0	»	»	»	»	15.1	»	»
Spes	»	3.3	»	»	»	»	3.1	»	»

Примечание. *n* — число анализов минерала при подсчете среднего значения.

Таблица 8.

Сопоставление составов главной фации и контаминированных габброидов из зон эндоконтактов с роговиками, по [Щека, 1975]

Компонент	Габброиды главной фации					«Контаминированные» габброиды				
	Щ724а	4012/2	Щ789ж	Щ792б	Среднее	Щ761а	Щ761б	Щ768е	Щ827м	Среднее
SiO ₂ , мас. %	50.52	50.47	51.04	50.46	50.62	45.04	48.0	50.74	46.52	47.60
TiO ₂	0.51	1.90	1.24	1.25	1.23	3.43	2.74	1.91	2.84	2.72
Al ₂ O ₃	10.32	17.25	10.33	16.43	13.58	20.67	20.04	20.00	20.51	20.31
Fe ₂ O ₃	0.54	0.70	2.0	1.13	1.09	1.07	2.61	1.91	0.98	1.64
FeO _{общ}	14.25	8.83	8.08	5.88	9.26	8.67	7.79	7.79	10.94	8.80
MnO	0.23	0.16	0.16	0.12	0.17	0.16	0.16	0.16	0.12	0.14
MgO	14.54	8.48	14.42	11.08	12.13	4.36	4.35	2.99	6.52	4.56
CaO	5.75	8.48	7.19	7.99	7.33	9.54	8.57	7.89	8.88	8.72
Na ₂ O	1.3	2.46	1.75	3.40	2.23	3.40	3.24	3.90	1.37	2.98
K ₂ O	0.15	0.45	0.69	0.37	0.42	0.31	0.31	0.48	0.30	0.35
H ₂ O ⁺	1.88	0.42	2.47	1.51	1.57	1.87	1.47	1.56	Не обн.	1.63
H ₂ O ⁻	0.08	0.10	0.20	0.05	0.11	0.07	0.23	0.16	0.20	0.17
P ₂ O ₅	Не обн.	0.20	0.61	0.35	0.39	1.60	1.05	0.91	0.54	1.19
SO ₃	»	0.20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100.07	100.1	100.18	100.02	100.13	100.13	100.53	100.4	99.72	100.81

тучими магматического расплава в условиях субсолидуса. Такой вывод можно сделать на основании оценки температуры образования граната (450—700 °С) с использованием амфибол-гранатового термометра [Перчук, Рябчиков, 1976]. Гранат в спессартитовой дайке, как и в лейкодиоритах, переполнен игольчатым апатитом и включает неизменные кристаллы плагиоклаза и роговой обманки того же состава, что в матриксе. Строительным материалом для граната в этом случае могли быть роговая обманка и анортитовый компонент плагиоклаза. Однако доказательств справедливости такой интерпретации у нас пока нет.

Наличие симплектитовых структур вокруг некоторых зерен граната вызывает желание считать этот гранат ксеногенным, образовавшимся при более высоких *P*, *T* параметрах. С этим не согласуется то, что симплектитовый гранат имеет тот же состав, что гранаты в большинстве лейконоритов и лейкодиоритов (23—28 % Pyр; 13—15 % Gros). Ростовая зональность в зернах этого граната проявлена слабо, либо отсутствует совсем. И если бы симплектитовый гранат был ксеногенным, он встречался бы не только в

Таблица 9. **Изотопный состав стронция и неодима в породах Кувалорогского массива**

Порода	Номер пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Кортландит	КС1-133	3	100	0.70430 ± 0.0006	1.655	6.289	0.1591	0.512829 ± 12
Амф. норит	С2-29	5	600	0.70507	1.257	5.069	0.1499	0.512675 ± 12
Гибр. норит	С5-208,6	5	770	0.70465	7.149	24.76	0.1745	0.512813 ± 8
Гранатовый спес-саргит	С5-480	5	610	0.70424	5.138	15.96	0.1946	0.512539 ± 10

Примечание. Изотопный анализ стронция выполнен в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), аналитик В.Ф. Посохов; изотопные исследования неодима выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург); аналитик Е.Н. Богомолов.

Таблица 10. **Концентрации и изотопный состав гелия в породах и рудах Кувалорогского массива**

Номер пробы	Порода	Газ (Q), см ³ /г·10 ⁻³	He, см ³ /г·10 ⁻⁶	³ He/ ⁴ He, ×10 ⁻⁶	He _m /He
К 434/5	Амф. пироксенит	1.43	0.074	4.7	38
С5-36	»	2.46	0.14	8.5	68
РК 77-г	То же, с сульфидами	0.15	0.066	3.0	24
К 152/2	Таксит. амф. габбро	1.0	0.1	1.8	15
К 62/4	Амф. норит	2.38	≤ 0.24	7.3	60
С2-3	»	2.35	0.074	3.3	27
К 63/3	»	1.72	0.056	4.0	32
С5-2	Гранатовый норит	1.94	≤ 0.1	—	—
С2-5	Лейконорит	3.42	0.066	4.2	33
С5-19	»	1.5	0.2	4.5	37
К 434/4	»	1.72	0.073	4.4	35
С2-4	»	3.0	0.088	2.5	20
К 71/2	Брекчиевая сульфидная руда	4.02	0.24	5.7	47
К 71/1	Массивная руда	1.5	0.12	5.0	40

околороговиковых зонах лейкократазации, а присутствовал во всех породах Кувалорогского массива. В то же время непонятным остается редкая встречаемость симплектитовых гранатов в рассматриваемом интрузиве. Вероятно, этому причиной является сильная тектоническая расчлененность этого плутона, отмечаемая многими исследователями [Жегалова, 1981; Селянгин, 2007], и различная амплитуда вертикальных перемещений отдельных его блоков. Наблюдающийся распад граната на ортопироксен-плаггиоклазовые симплектиты, по нашему мнению, служит дополнительным подтверждением предположения об его образовании в результате субсолидусного взаимодействия этих фаз, т. е. по реакции (1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показывают выполненные исследования, образование гранатосодержащих габброидов в Кувалорогском массиве было ограничено зоной эндоконтакта габброидов с останцами вмещающих пород хейванской свиты и было обусловлено: становлением этой интрузии в условиях умеренной глубинности при давлении 7 кбар; повышенным водосодержанием этой интрузии, которое на субсолидусном этапе кристаллизации расплава обеспечило выделение из магмы водосодержащих фаз — паргасита и флогопита. Обогащение эндоконтактовой области интрузии летучими компонентами, в том числе H₂O, предполагается за счет дегидратации останцев углеродистых алевролитов и песчаников хейванской свиты в процессе их ороговикования. В результате вышеуказанных условий в околороговиковом пространстве магмы стала возможной кристаллизация из остаточной порции базитового расплава пироп-альмандинового граната при умеренно высоком общем давлении. Вероятность предложенной модели подтверждается экспериментами Д.Х. Грина [1982] и С.З. Харанги и др. [Harangi et al., 2001] с габбро-анортзитовыми жидкостями при содержании в них H₂O около 5 мас.% и общем давлении ≥ 7 кбар.

Редко наблюдаемый распад гранатов на симплектиты из ортопироксена и богатого анортитом плаггиоклаза, вероятно, происходил в процессе выведения блока кристаллических пород Срединного хребта на современный эрозионный уровень. По-видимому, это происходило достаточно быстро, так как основная масса граната продолжала существовать до настоящего времени в условиях метастабильного равновесия. Но это равновесие в некоторых случаях могло нарушаться, скажем, под влиянием воздействия на гранатосодержащие породы более поздних гранитных интрузий, отмечаемых в восточном секторе Кувалорогского интрузива.

Происхождение пироп-альмандинового граната в лампрофировой дайке пока остается в области предположений и нуждается в дальнейшем изучении.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и ГФЕН Китая (гранты 02-05-39012, 04-05-65323, 04-05-79010к).

ЛИТЕРАТУРА

Грин Д.Х. Экспериментальное исследование ассоциаций субсолидуса, образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспидитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., Недра, 1970, с. 21—52.

Егорова В.В. Кристаллизация базитового расплава в глубинных магматических камерах на примере габброидных ксенолитов и интрузий Западного Сангиленга: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2005, 21 с.

Жегалова Г.В. Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Камчатки // Геотектоника, 1981, № 3, с. 105—112.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965, 247 с.

Конников Э.Г., Чубаров В.М., Травин А.В., Матуков Д.И., Сидоров Е.Г. Время проявления никеленозной норит-кортландитовой формации на востоке Азиатского континента // Геохимия, 2006, № 5, с. 564—570.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 287 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М., Наука, 2000, 230 с.

Полегаев В.А. Камчатская платиноидно-никелевая зона: геология и рудоносность: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 2004, 23 с.

Прибавкин С.В. Надсубдукционные андезит-дацитовые дайки с вкрапленниками клиноцоизита, граната и сфена (Средний Урал) // Современные проблемы формационного анализа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 270—271.

Селянгин О.Б. Новые данные о строении и эволюции никеленозной интрузии Кувалорог, Южная Камчатка // Вестн. КРАУНЦ, Науки о Земле, 2007, № 1, вып. 9, с. 111—126.

Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр // Минералог. журн., 1982, т. 4, № 5, с. 3—12.

Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н. Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геохимии. М., Наука, 1994, с. 323—355.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Корсаков А.В. Условия образования габброидов массива Кувалорог (Центральная Камчатка) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей (Материалы Международной конференции 20—25 августа 2007 г.). Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2007, с. 286—292.

Щека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки // Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, ДВГИ АН СССР, 1975, с. 167—196.

Щека С.А., Чубаров В.М. Никеленозные кортландиты Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1987, № 12, с. 50—61.

Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Троктолит-кортландитовая никеленозная формация Дальнего Востока // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л., Наука, 1990, с. 247—255.

Brey G.P., Kohler F.R. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol., 1990, v. 31, № 6, p. 1353—1378.

Finnerty A.A., Boyd F.R. Evaluation of the barometers for garnet peridotite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, № 1, p. 15—17.

Green D.H. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite // Andesites. Tasmania Univ. Press, 1982, p. 9—77.

Harangi S.Z., Downes H., Kosa L., Szabo C.S., Jhirlwall M.F., Mason P.R.D., Matthey D. Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications // J. Petrol., 2001, v. 42, № 10, p. 1813—1843.

Nickel K.G., Brey G.P., Kogarko L. Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ (CMAS): new experimental results and implications for two-pyroxene thermometer // Contr. Miner. Petrol., 1985, v. 91, № 1, p. 44—53.

Obata M. Material transfer and local equilibria in a zoned kelyphite from a garnet pyroxenite, Ronda, Spain // J. Petrol., 1994, v. 35, № 1, p. 271—287.

Powell I.R. The thermodynamics of pyroxene geothermometers // Phil. Trans. R. Soc. London A, 1978, v. 288, p. 457—469.

Prouteau G., Scaillet B. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 12, p. 2203—2241.

Sparks R.S.J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // *EPSL*, 1986, v. 78, p. 211—223.

*Рекомендована к печати 27 августа 2008 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 30 мая 2007 г.,
после доработки — 14 мая 2008 г.*