

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГРАНАТОВЫХ МЕГАКРИСТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

А.В. Асеева¹, С.В. Высоцкий¹, А.А. Карабцов¹, И.А. Александров¹, И.С. Чувашова²

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: aseeva@fegi.ru

²ФГБУН Институт земной коры СО РАН, ул. Лермонтова 128, г. Иркутск, 664033
Поступила в редакцию 23 апреля 2012 г.

В работе приведены результаты исследования гранатовых мегакристов и гранат-клинопироксенового сростка из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын-Царам (Тарят-Чулутынское вулканическое поле, Центральная Монголия) и мегакриста граната в щелочном базальте участка Бартой (Джидинское вулканическое поле, Россия). Исследованы вещественный состав и структура, определены физико-химические параметры, при которых происходит трансформация первичных мегакристов в минералы вторичной ассоциации. Установлено, что гранатовые мегакристы и гранат-пироксеновый сросток формировались при давлении более 10 кбар и температуре свыше 1300 °С. Преобразование граната в минералы вторичной ассоциации происходило в результате твердофазного распада на глубине, соответствующей давлениям 4–8 кбар, в интервале температур от 900 до 1300 °С в присутствии воды. Келифитовые каймы на контакте граната и вмещающего щелочного базальта – результат плавления гранатового мегакриста.

Ключевые слова: гранат, мегакристы, щелочные базальты, симплектит, Забайкалье, Монголия.

ВВЕДЕНИЕ

В кайнозойских щелочных базальтах многих вулканических провинций мира присутствуют мегакристаллы. Чаще всего это – шпинель, полевые шпаты и титанистый авгит. Гранат, слюда, циркон и корунд встречаются реже [8, 11, 14, 38 и др.]. Наибольшее минеральное разнообразие наблюдается среди мегакристов из молодых щелочных базальтов Альп (вулканическое поле Бакони-Балатон), Монголии (Дариганга, Хангай и др.), Великобритании (Шотландия), Австралии (Новый Южный Уэльс), Китая (провинции Лаолин, Шаньдун и Хайнань), России (Джидинское, Витимское, Шкотовское вулканические поля) и Таиланда (Чантабури, Денчай, Бо Флой и др.) [4, 7, 9, 14, 17, 21, 22, 24, 29, 30, 38 и др.]. Мегакристы являются, по-видимому, продуктами кристаллизации ранних фаз щелочных базальтов, но образование их происходит не в лавовом потоке, а в промежуточных магматических камерах при постоянном притоке флюида (вода, CO₂, H, Cl, F и др.) [9, 16, 27]. Впоследствии мегакристы выносятся на поверхность базальтовым расплавом.

Гранатовые мегакристы, содержащие симплектиты, представляют особый интерес, поскольку могут

быть использованы для реставрации физико-химических условий в базальтовом расплаве в момент захвата кристалла граната. Мегакристы (в т.ч. и гранаты) приурочены преимущественно к жерловой и пирокластической фациям [17, 21 и др.] и, зачастую, несут следы растворения и/или оплавления, что проявляется в возникновении вторичных минералов. Такие преобразования происходят как на поверхности гранатового мегакриста (келифитовая кайма), так и по трещинам и ослабленным зонам кристалла (симплектит). Формирование симплектитов при трансформации граната – часто наблюдаемое явление в метаморфических породах [30, 31, 37, 40]. Подобные преобразования характерны и для гранатов из щелочно-базальтовых вулканов [21, 29, 32, 35 и др.]. Предполагается, что причиной возникновения симплектитов (зон распада) в гранатовых мегакристах из щелочных базальтов могут служить: 1) частичное плавление граната [21, 29, 32]; 2) твердофазное разложение, вызванное быстрым увеличением температуры и падением давления [13].

Цель настоящей работы – проследить эволюцию минерального и химического состава граната при изменении температуры, давления и возможном воз-

действию флюида, ответственного за привнос/вынос некоторых элементов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение строения мегакристов и их сростков, зон распада и состава фаз проводилось в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA-8100 (Jeol, Япония) с тремя волновыми спектрометрами, доукомплектованными энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight (Oxford Instruments, Великобритания). Область анализа 1 μm . В качестве стандартов использовались чистые металлы, стекла и минералы, проанализированные другими методами, а также набор стандартов МАС.

Определение РТ-условий образования мегакристов осуществлено с помощью классической минеральной геотермометрии, а основным инструментом оценки условий трансформации граната в минералы вторичной ассоциации стало физико-химическое моделирование с помощью программного комплекса «Селектор» [3].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Нами были изучены коллекция мегакристов гранатов и гранат-клинопироксеновый сросток из палеовулкана Шаварын-Царам (Тарят-Чулутынское вулканическое поле, Центральная Монголия), а также гранатовый мегакристалл в базальте из вулканической постройки в долине р. Бартой (Джидинское вулканическое поле, Россия) (рис. 1). Кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм этих двух пространственно разобщенных районов связан, как считается, единым процессом – растяжением литосферы в Байкальской рифтовой системе [36].

Вулкан Шаварын-Царам детально описан предшественниками [4, 14, 17, 20 и др.]. Базальты вулкана принадлежат к периферийным проявлениям магматизма Тарятской впадины, которая соответствует широтноориентированному грабену протяженностью 80 км и шириной 15–20 км, центральная и восточная части его выполнены кайнозойскими щелочными базальтами. Палеовулкан Шаварын-Царам представляет собой эруптивный центр на правом берегу р. Гичигинэ [14]. Некк палеовулкана и прилегающие к нему покровы сложены базальтами с порфировой структурой и пористой (до пемзовидной) текстурой [20]; пирокластика и базальты палеовулкана насыщены мегакристами и включениями глубинных ксенолитов [4, 17, и др.]. Возраст лав вулкана, согласно последним определениям К–Аг методом, составляет 0.54–0.44 млн лет [12]. По химическому составу лавы, содержащие мегакристы, близки к нефелин-лейцитовым базанитам,

описанным Ф.П. Лесновым и др. [20]. Состав их приведен в таблице 1.

Джидинский вулканический район располагается на южной оконечности Байкальской рифтовой зоны. Он включает несколько лавовых полей плиоцен-плейстоценовых (0.6–3.0 млн лет [18, 23]) щелочных базальтов в долинах рек Джиды, Хамней, Дархинтуй, а также эруптивные центры и пирокластические образования (Барун-Хобокский, Хурай-Цакирский, Бартой) [1, 6]. Мегакристаллы гранатов и их сростки с пироксенами и шпинелью были обнаружены в одном из вулканических конусов вулканов Бартойской группы на западной оконечности лавового потока [22]. На Бартойских постройках базитовые и гипербазитовые включения и мегакристы содержатся в базанитах (табл. 1), описанных И.В. Беловым как плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые трахибазальты [6].

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

Исследовались гранат-клинопироксеновый сросток из палеовулкана Шаварын-Царам (рис. 2а), зона контакта граната с вмещающим базальтом (палеовулкан Бартой, Джидинское поле базальтов, рис. 2б) и фрагменты мегакристаллов граната из вулканических построек Шаварын-Царам и Бартой (рис. 2в).

Первичная минеральная ассоциация

Гранаты мегакристов (и сростка) оранжево-красные, крупные (до 7 см в наибольшем измерении), утратившие кристаллографические формы, несут следы растворения и оплавления. Все исследованные гранаты принадлежат к пироп-альмандиновому ряду (табл. 2, рис. 3). Наибольшее количество Mg содержат гранаты Джидинского поля, гранаты из гранат-клинопироксенового сростка более железисты, гранатовые мегакристы вулкана Шаварын-Царам самые железистые. Аналогичные мегакристы граната были обнаружены в щелочно-базальтовых вулканиках Вьетнама и Таиланда [16, 28]. Точки их составов также вынесены на диаграмму (рис. 3). Видно, что составы гранатовых мегакристов из щелочных базальтоидов различных районов мира образуют единый тренд и попадают в поле гранатов из эклогитов.

Клинопироксен из гранат-пироксеновых сростков черного цвета, содержит около 1.5 % TiO_2 , более 2 % Na_2O и относится к титановому авгиту (табл. 2); содержания натрия здесь ниже, чем в типичных омфацитах эклогитов, поэтому гранат-пироксеновый парагенезис рассматривается нами как эклогитоподобный. В отличие от граната клинопироксен следов резорбции не несет. Он контактирует непосредственно как с первичным гранатом, так и с минералами вторичной ассоциации.

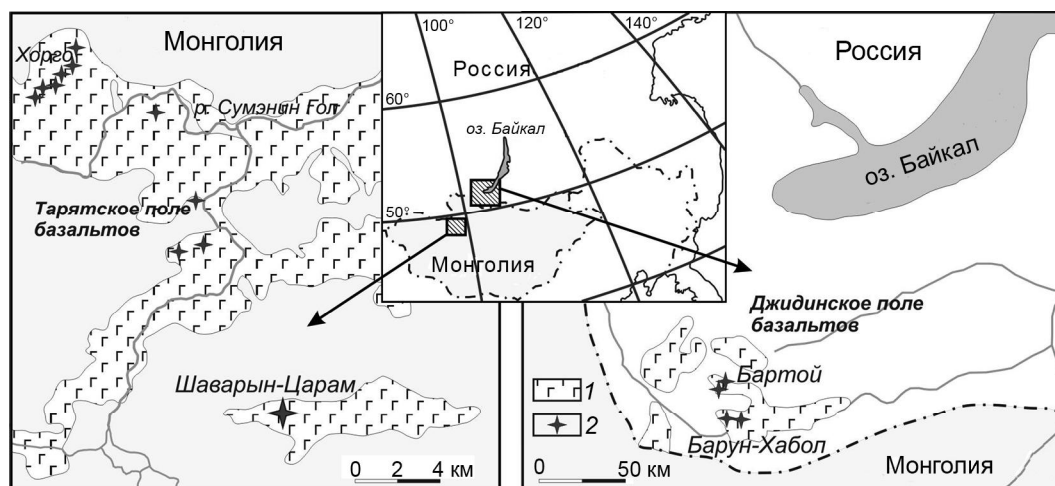


Рис. 1. Схема расположения полей кайнозойских щелочных базальтоидов обрамления Байкальской рифтовой системы: слева – Тарягтская вулканическая провинция (Монголия, Хангай), справа – Джидинское поле базальтов (Россия, Прибайкалье).

1 – кайнозойские щелочные базальтоиды, 2 – эруптивные центры. По материалам [1, 13] с изменениями и дополнениями.

Таблица 1. Химический состав вмещающих мегакристы щелочных базальтов.

Район	Бартой, Джидинское поле, Россия		Влк. Шаварын-Царам, Тарят-Чултынский ареал, Монголия		
	среднее из 16 обр.	среднее из 11 обр.	№ 210	среднее из 7 обр.	№ 196-81
Источник	[по 1]	[по 1]	[13]	[16]	[4]
SiO ₂	46.13	46.91	46.50	49.80	47.00
TiO ₂	2.51	2.70	2.19	1.92	2.20
Al ₂ O ₃	15.27	16.01	16.30	14.88	16.30
Fe ₂ O ₃	3.36	4.05	3.26	3.30	3.89
FeO	8.27	7.67	8.06	6.94	8.12
MnO	0.16	0.16	0.15	0.13	0.15
MgO	7.19	5.54	4.15	6.72	4.55
CaO	7.40	6.64	6.41	5.86	6.40
Na ₂ O	4.78	5.14	5.22	4.60	5.67
K ₂ O	2.50	3.30	5.27	3.93	5.00
H ₂ O	2.12	1.56	н.а.	н.а.	н.а.
P ₂ O ₅	н.а.	н.а.	2.20	0.99	н.а.
П.п.п.			0.09	0.41	0.54
Сумма	99.69	99.68	99.80	99.48	99.82
f	61.80	67.90	73.17	60.38	72.52

Примечание. Здесь и далее: f – железистость ($f = 100 * \text{FeO}_{\text{общ}} / (\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$).

По гранат-клинопироксеновым геотермометрам [33, 34] были определены условия кристаллизации минералов первичного парагенезиса: при давлении свыше 10 кбар температура кристаллизации составила более 1300 °С.

Симплектиты

Преобразование граната в минералы вторичной ассоциации под воздействием щелочно-базальтовой магмы происходит в результате частичного плавления его поверхности, твердофазного разложения внутри кристалла, а также при взаимодействии с флюидом, отделившимся от расплава. В результате такого взаимодействия образуются симплектиты (вслед за В.В. Кепежинским и С.А. Щекой [17, 30] мы понимаем под симплектитом всю совокупность продуктов преобразования граната).

Плавление

Нами был изучен образец из Джидинского поля базальтов (влк. Бартой), где гранат непосредственно контактирует с вмещающим базальтом с образованием келифитовой каймы (рис. 2). Симплектит каймы состоит из оливина и стекла (плюс сульфиды, формирующиеся преимущественно в микропорах). Симплектит на границе с гранатом (Smp1¹) представляет собой микрозернистую массу из изометричных агрегатов оливина и стекла (рис. 4), а при зондировании широким пучком соответствует по химическому составу первичному гранату. На границе микрозернистого симплектита (Smp1¹) и симплектита 2 (Smp1²) кристаллы оливина более крупные, червеобразные, именно здесь излишки железа начинают выпадать в виде сульфидов. Далее по направлению к базальту формируются удлиненно-призматические оливины, ориентированные перпендикулярно фронту зоны трансформации; матрикс также состоит из стекла, а сульфиды имеют более крупные размеры. На границе с базальтом кристаллы оливина крупные и близки

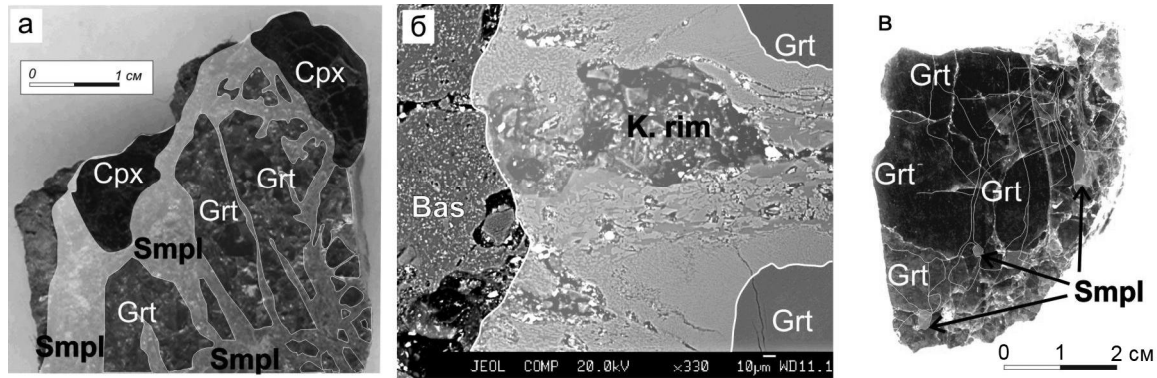


Рис. 2. Гранатовые включения из кайнозойских щелочных базальтов.

а, в – Щаварын-Царам, Монголия, а – гранат-клинопироксеновый сросток, в – мегакрист граната (светло-серым выделены зоны развития симплектитов по гранату); б – Бартой, Россия, контакт мегакриста граната с вмещающим базальтом, светло-серым отмечена келифитовая кайма.

Здесь и далее Grt – гранат, Cpx – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Ол – оливин, Пл – плагиоклаз, Sp – шпинель, Амр – амфибол, [по 39], Smpl – симплектит; Bas – базальт, К. rim – келифитовая кайма, Gl – вулканическое стекло.

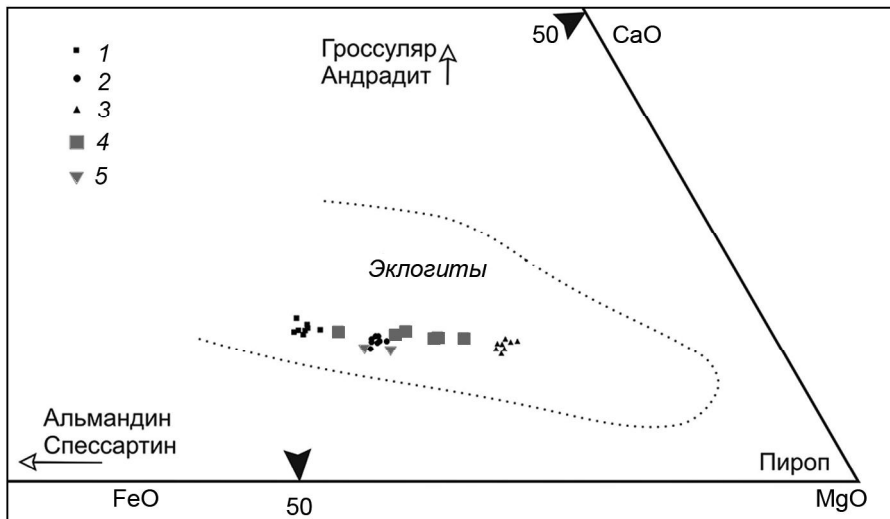


Рис. 3. Вариации состава гранатовых мегакристов и гранат-содержащего сростка, связанных со щелочными базальтами.

1–3 – собственные данные: 1 – мегакристы, Бартой, Россия, 2 – гранат-клинопироксеновый сросток, Шаварын-Царам, Монголия; 3 – мегакристы Шаварын-Царам, Монголия; 4–5 – литературные данные: 4 – мегакристы, Дак Нонг, Вьетнам, по [26], 5 – мегакристы Чантабури, Таиланд, по [15]; диаграмма, поле эклогитов – по [24].

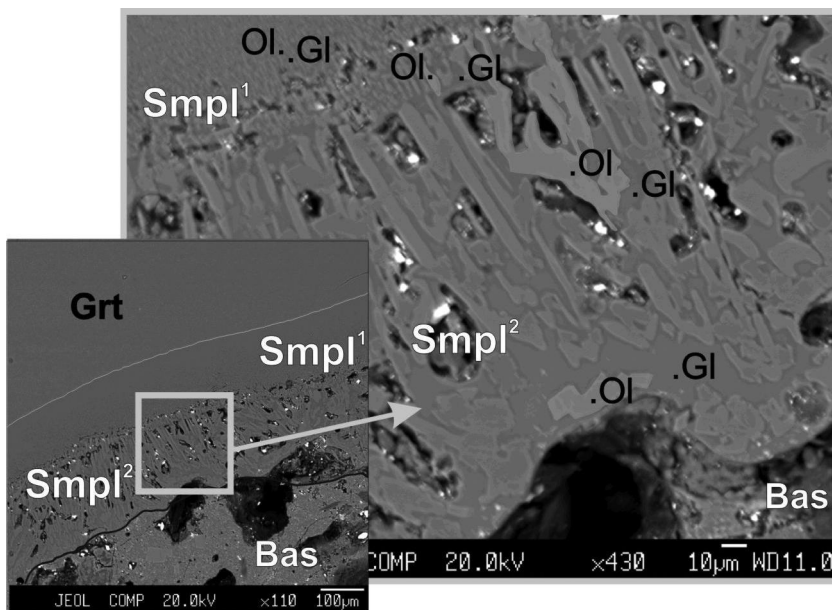


Рис. 4. Симплектит на контакте вмещающего базальта и граната, Бартой, Россия.

Таблица 2. Химический состав гранатовых мегакристов, гранат-клинопироксенового сростка и продуктов их преобразования.

№	Минералы первичной ассоциации			Зона преобразования (ассоциация вторичных минералов)																		Зона плавления			
	Бартмой			Бартмой									Шаварын-Царам										Бартмой		
	Grt мегакр.	Grt мегакр.	Grt мегакр.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			19	
			Grt	Grt	Grt	Срх	Ol	Pl	Sp	Amp	Pl	Ol	Sp	Orx	Amp	Pl	Ol	Sp	Orx	Gl	Ol				
Образец			Grt мегакр.	Grt мегакр.	Grt-Рх сросток		Grt мегакрист			Grt мегакрист									Grt-Рх сросток						контакт Grt мегакриста и базальта
SiO ₂	40.64	40.49	40.61	49.58	37.18	50.19	1.53	42.24	49.80	36.77	3.11	48.46	45.72	47.26	34.57	0.00	48.94	52.11	38.03						
TiO ₂	0.57	0.66	0.69	1.54	0.00	0.21	0.64	1.14	0.00	0.00	1.70	0.83	1.36	0.00	0.35	0.44	0.62	1.19	0.00						
Al ₂ O ₃	22.16	22.27	22.54	8.83	0.52	30.54	59.87	16.87	30.13	1.01	54.79	8.55	13.47	31.83	0.44	59.3	5.59	22.17	0.94						
Cr ₂ O ₃	0.29	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	1.63	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 обш.	13.34	15.09	14.79	7.83	22.39	0.86	15.88	13.90	1.38	27.28	22.22	16.69	12.70	2.08	39.24	21.39	23.37	5.59	18.41						
MnO	0.22	0.38	0.36	0.16	0.33	0.06	0.00	0.33	0.00	0.00	0.46	0.31	0.00	0.93	0.00	0.61	0.00	0.35							
MgO	17.54	15.12	15.31	13.26	36.46	0.18	18.08	21.25	0.00	33.04	16.69	20.35	23.80	0.62	23.12	16.99	19.04	1.51	41.05						
CaO	4.88	5.82	5.58	15.90	0.21	13.85	0.29	1.22	14.87	0.62	0.29	3.68	1.49	16.90	0.54	0.00	1.70	5.48	0.23						
Na ₂ O	0.24	0.00	0.00	2.18	0.26	3.13	0.00	0.00	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	1.05	0.00	0.00	6.07	0.00							
K ₂ O	0.04	0.00	0.19	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	1.23	0.00	0.00	0.32	0.00	0.54	0.00	0.00	5.75	0.00							
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.00	0.00	0.65	0.06	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Сумма	99.94	99.83	100.07	99.28	98.04	99.48	97.92	97.02	99.46	99.98	98.80	99.34	98.86	100.28	99.18	98.12	99.86	99.87	99.01						
f	43.20	49.95	49.14	37.13	38.05		33.07	39.55		45.23	57.11	45.06	34.79		62.92	55.73	55.10	78.73	30.96						
% An						69.37		74.9					86.92												
Wo				0.289									0.091						0.040						
En				0.560									0.623						0.579						
Fs				0.152									0.286						0.381						
Prp	63.12	56.00	58.40																						
Alm	22.10	27.90	26.30																						
Grс	11.50	13.50	12.90																						

Примечание. An % – содержание анортитовой компоненты. Wo–En–Fs – содержание воластонитовой, энстатитовой и ферросилицитовой компоненты в пироксене. Prp–Alm–Grс – содержание пироповой, альмандиновой и гроссуляровой компоненты в гранате.

к идиоморфным. Довольно узкая келифитовая кайма указывает, что процессы преобразования зашли в данном случае неглубоко, и свидетельствует о быстром подъеме образца на поверхность.

Оливин из келифитовых кайм представлен форстеритом (~ 40 % MgO, табл. 2). Составы оливинов из различных зон келифитовой каймы (Smpl¹ и Smpl²) идентичны. Железистость их составляет около 20 %, в отличие от оливина в базальте (25–32 %).

Стекло (или, возможно, пелитоморфное вещество), образующееся при частичном плавлении граната, щелочное (содержит по 6 % Na₂O и K₂O, табл. 2); оно заполняет пространство между кристаллами оливина. Иногда в стекле наблюдаются мелкие зарождающиеся кристаллы, не поддающиеся точному количественному анализу, однако качественный анализ позволяет предполагать, что это, вероятно, – тонкое срастание кристаллов шпинели и ортопироксена.

Твердофазное разложение

Внутри гранатовых мегакристов преобразование происходит, в основном, по трещинам и ослабленным зонам кристалла (рис. 2). Такие зоны преобразования присутствуют во всех изученных гранатах; в некоторых образцах изменено около 50 % объема кристалла, встречаются образцы, преобразованные почти полностью. Рисунок 5 иллюстрирует процесс преобразования. Здесь в ядре гранат не изменен, далее в кайме гранат преобразуется в микрозернистый симплектит (Smpl¹). Собственно твердофазному разложению (Smpl²) подверглись области, насыщенные микротрещинами и межзерновые пространства. В результате такой трансформации гранат здесь преобразовался в коллаж минералов вторичной ассоциации: оливин, плагиоклаз, шпинель, иногда вместе с амфиболом и ортопироксеном.

Оливин из симплектитов довольно широко варьирует по составу (табл. 2). В образцах из вулкана Бартой он высокомагнезиальный (Mg# ~75 %), также фиксируются постоянные следы хрома. Для образцов из Шаварын-Царам характерно повышенное содержание железа и отсутствие следов хрома: Mg# ~70 % для оливинов из симплектитов в мегакристах граната и ~ 50 % для оливинов зон трансформации гранат-пироксенового сростка. На рисунке 6 (рис. 6 а, б, в) показаны крупные выделения оливина среди других минералов вторичной ассоциации.

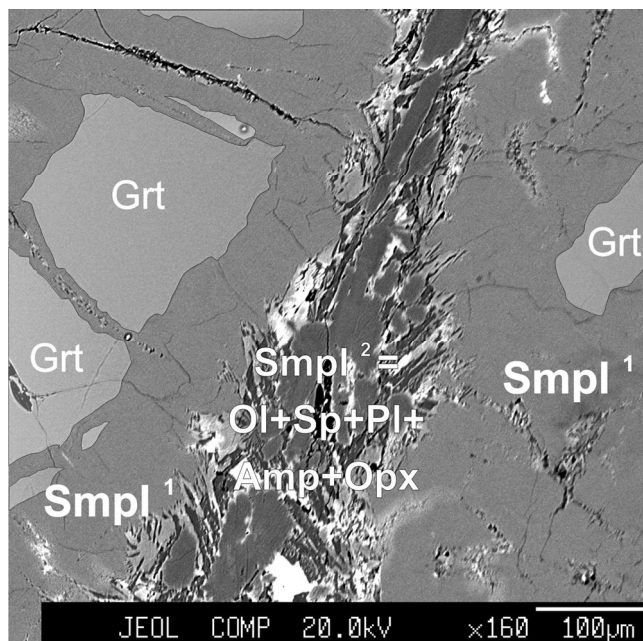


Рис. 5. Типичный симплектит по гранатовому мегакристу. Grt-Срх сросток из Шаварын-Царам, Монголия.

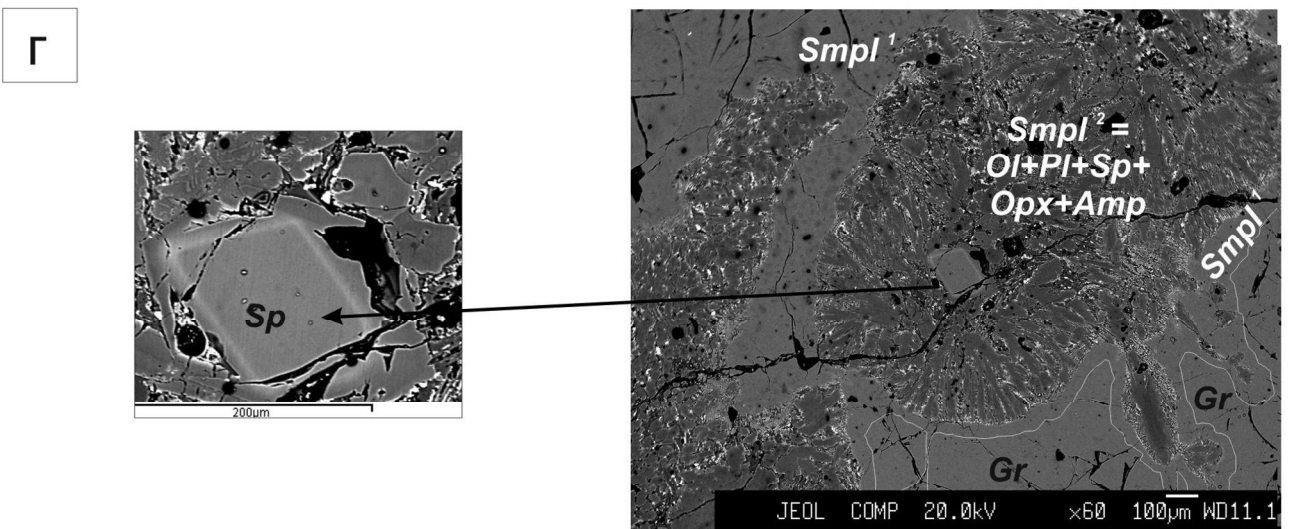
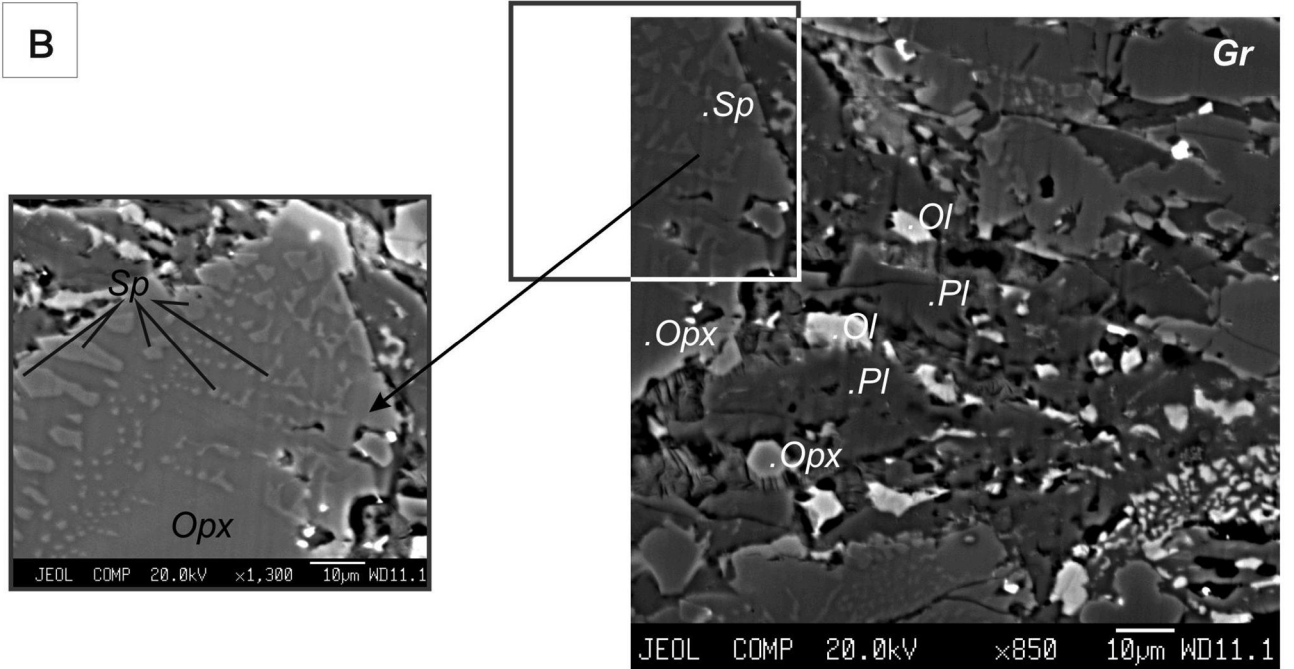
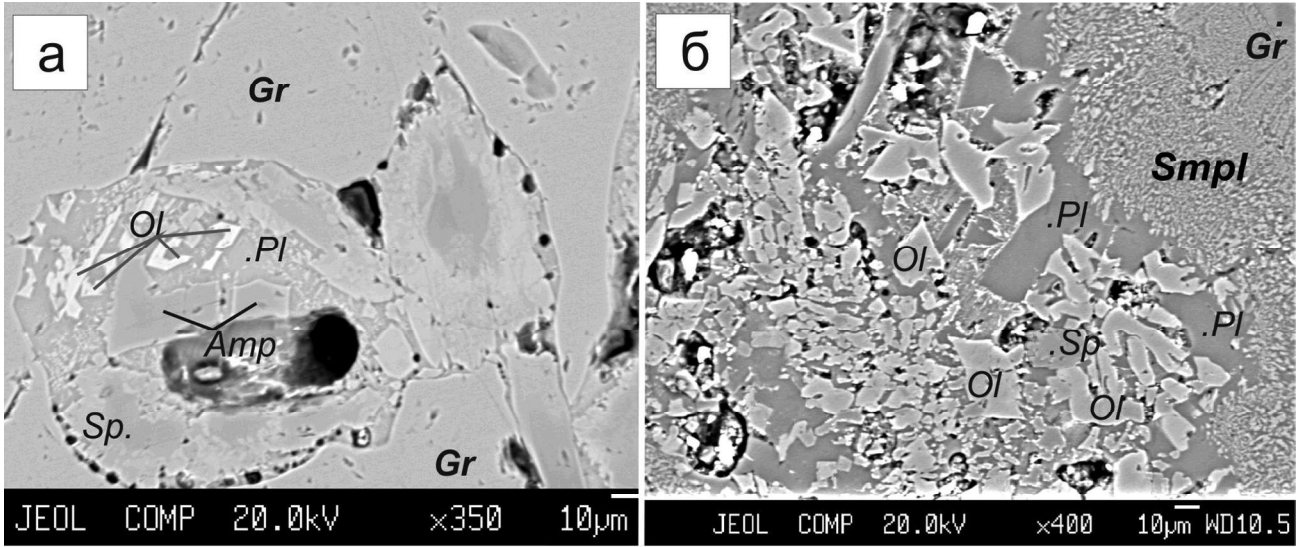
Плагиоклаз зон преобразования кристаллизуется, в основном, в виде тонких лейст (рис. 6), хорошо образованные кристаллы (рис. 6 б) редки. В симплектиках гранат-пироксенового сростка плагиоклаз представлен практически чистым анортитом. В симплектиках по мегакристам содержание An компоненты ниже и составляет 70–75 % An.

Ортопироксен обнаружен только в симплектиках по гранатам вулкана Шаварын-Царам; в зонах преобразования мегакристов гранатов вулкана Бартой ортопироксен отсутствует. Обнаруженные ортопироксены содержат практически равные доли железа и магния и располагаются в области границы энстатита и ферросилита (гиперстен). Ортопироксены из симплектитов по мегакристам граната чуть более магнезиальные, а ортопироксены, образовавшиеся при трансформации гранат-клинопироксенового сростка, чуть более железистые. Иногда ортопироксен образует графические срастания со шпинелью (рис. 6 в). Они, вероятно, свидетельствуют о потере ортопироксеном алюминия при транспортировке в область меньших давлений.

Шпинель в симплектиках представлена плеонастом, для образцов из вулкана Шаварын-Царам харак-

Рис. 6. Симплектиты по гранатовым мегакристам и Grt-Срх сростку.

а, б – Бартой, Россия: а – изменения вокруг микропоры в кристалле граната, новообразованные Ol, Pl, Sp и Amp, б – крупные кристаллы Ol, Pl, Sp в симплектите по гранату; в, г – Шаварын-Царам, Монголия, в – обособления шпинели в крупном кристалле ортопироксена, Grt-Срх сросток, г – крупный зональный кристалл идиоморфной шпинели в гранатовом мегакристе.



терны более железистые и бесхромистые разновидности, шпинели Джиды чуть более магнезиальные и содержат ~1.5 % Cr_2O_3 . На рисунке 6 г показан идиоморфный зональный кристалл новообразованной шпинели в зоне преобразования гранатового мегакриста. От центра к краю шпинели уменьшается содержание магния и титана, максимум железа содержится в светлой зоне шпинели.

Амфибол (рис. 6 а) по химическому составу соответствует жедриту. Эта богатая алюминием и магнием, почти бескальциевая разновидность ромбического амфибола весьма характерна для метаморфических пород [15, 19, 25]. Жедрит метаморфитов обычно ассоциирует с гранатом [19, 25]; в нашем же случае он образуется в симплектите по гранату и нигде не контактирует с ним непосредственно (рис. 6 а). Галогены в амфиболе обнаружены не были, зато зафиксирован избыток кислорода, что указывает на присутствие некоторого количества воды. Амфибол присутствует только в симплектиках, развитых по гранатам и гранат-пироксеновым сросткам из вулкана Шаварын-Царам.

Таким образом, для минералов зон трансформации гранатовых мегакристов из щелочных базальтоидов Джиды характерен шпинель-оливин-плаггиоклазовый парагенезис, высокие магнезиальность, глиноземистость минералов и повсеместное присутствие хрома. Это свидетельствует о больших глубинах образования минералов вторичной ассоциации. Для симплектитов в гранатах Шаварын-Царам, характерен шпинель-оливин-плаггиоклаз-ортопироксен-амфиболовый парагенезис. Минералы бесхромистые и железистые, содержат больше титана, присутствие воды фиксируется возникновением амфибола.

Привнос химических элементов

Среди образований вторичной ассоциации присутствуют такие фазы, как вулканическое стекло, полевой шпат, амфибол, которые не могли сформироваться только за счет перекристаллизации граната. Появление их можно объяснить привносом химических элементов из внешней среды.

Возникновение келифитовой каймы, содержащей щелочное вулканическое стекло, происходило путем частичного плавления граната, захваченного щелочно-базальтовой магмой, которая и привнесла в систему Na и K. Упорядоченное расположение симплектитовых фаз впереди фронта реакции свидетельствует о том, что их рост контролируется диффузией. Вероятно, привнос щелочей и воды при твердофазном разложении выполнялся флюидом, отделившимся от базальтового расплава, просачивающимся по трещинам и межзерновым пространствам в кристалле

граната, в результате чего образовались плаггиоклаз и амфибол.

МОДЕЛИРОВАНИЕ

При помощи программного комплекса «Селектор» [3] было выполнено физико-химическое моделирование процесса взаимодействия гранатового мегакриста из вулкана Шаварын-Царам при различных P - T параметрах. В качестве состава системы был взят состав первичного граната (табл. 2., колонка 2), плюс флюид с различными соотношениями C–O–H. Результаты моделирования приведены в таблице 3.

Как видно из таблицы, при давлении 10 кбар и более и температурах 1000–1300 °C парагенезис состоит практически из одного граната, т.е. это условия стабильности первичного парагенезиса. Ортопироксен, плаггиоклаз, шпинель и оливин начинают появляться при понижении давления при фиксированной температуре. При давлении ниже 7 кбар более 50 % объема системы занимает ортопироксен и > 25 % – плаггиоклаз. При этом железистость Орх в модели с падением давления существенно не меняется и близка к наблюдаемой. Плаггиоклаз представлен анортитом (Na в модельной системе отсутствует). Количество граната с падением давления уменьшается и возрастает его железистость. Количество шпинели в модели превышает количество оливина (при давлении 4–7 кбар: ~ 12 мас. % Sp и ~ 3 мас. % Ol, тогда как в образце наблюдается обратная тенденция. Составы Ol и Sp в модели несколько более магнезиальные, чем наблюдаемые. Однако существует принципиальное соответствие модели реальному парагенезису.

Таблица 3. Соотношения минералов (мас. %), их железистость и фугитивность кислорода (lgf_{O_2}) в модельной системе при $T = 1300$ °C и давлении от 4 до 10 кбар.

Соотношения минералов (мас.%) в модели							
	4	5	6	7	8	9	10
	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар
Grt	5.40	6.53	8.42	12.14	21.86	55.20	99.93
Orx	53.24	52.52	51.33	49.05	43.29	24.70	0.00
Pl	26.10	25.84	25.41	24.50	22.04	12.75	–
Sp	12.44	12.32	12.07	11.58	10.25	5.89	0.07
Ol	2.82	2.79	2.76	2.72	2.56	1.46	–
Железистость минералов в модели							
	4	5	6	7	8	9	10
	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар	кбар
Grt	42.47	42.78	43.04	43.13	42.54	39.22	34.37
Orx	30.86	30.68	30.42	29.96	28.85	25.32	21.27
Sp	51.47	51.52	51.48	51.19	50.09	45.8	40.21
Ol	38.49	38.46	38.34	37.97	36.82	32.7	–
lgf_{O_2}	–9.19	–9.14	–9.09	–9.02	–8.96	–8.9	–8.83

Таблица 4. Сосуществующие при различных P-T параметрах минералы.

	Парагенезис	Температура	Давление	Источник
1	Grt, Crx	> 1300 °C	> 10 кбар	Настоящая работа
2	Grt → Sp + Pl + O1 ± Орх ± Амр	900–1300 °C	4–8 кбар	Настоящая работа
3	Grt → Sp + Орх + Pl	950–1000 °C	4–4.5 кбар	[2, 9, 28]
4	Grt → Sp + Орх + Crx	700–800 °C	4 кбар	[5]

ОБСУЖДЕНИЕ

Структуры распада гранатов и ранее привлекали к себе внимание исследователей. В реакционных зонах подобных гранатовых мегакристов были обнаружены (в том числе и авторами) другие ассоциации (табл. 4).

В работах [2, 10, 30] описаны находки подобных измененных гранатов, а симплектит состоит из ортопироксена, плагиоклаза и шпинели. По геотермометрам и геобарометрам, а также с помощью экспериментального моделирования были оценены физико-химические условия возникновения этого парагенезиса (Т 950–1000 °C, P 4–4.5 кбар). Также ранее авторами была выявлена ассоциация, сложенная шпинелью, орто- и клинопироксенами; расчетные температура и давление образования этой ассоциации составили 700–800 °C и 4 кбар [5]. На основе вышеприведенных данных можно сделать некоторые заключения.

При давлении свыше 10 кбар и температуре более 1300 °C устойчивы минералы первичного парагенезиса (гранат и клинопироксен).

При понижении давления до 4–8 кбар и температуры до 900–1300 °C гранат становится неустойчив и преобразуется в ассоциацию вторичных минералов (шпинель, плагиоклаз, оливин, иногда с ортопироксеном) $Grt \rightarrow Sp + Pl + Ol \pm Орх$. Если в системе есть вода, к вышеперечисленным минералам вторичной ассоциации добавляется амфибол ($Grt \rightarrow Sp + Pl + Ol \pm Орх \pm Амр$).

При более низких параметрах температуры и давления (Т 950–1000 °C, P 4–4.5 кбар) продуктами преобразования граната будут шпинель, ортопироксен и плагиоклаз ($Grt \rightarrow Sp + Орх + Pl$).

При тех же значениях давления (P 4 кбар), но более низких температурах (Т 700–800 °C) гранат разлагается с образованием двух пироксенов и шпинели: $Grt \rightarrow Sp + Орх + Crx$.

Таким образом, распад первичного граната, вероятно, происходил в условиях субизотермической декомпрессии, что подтверждается следующими наблюдениями: 1) состав первичного граната постоянен вплоть до самой границы с зоной замещения, что свидетельствует о скоротечности произошедших вторичных процессов – изменения происходили только

непосредственно на контакте с насыщенными флюидом микротрещинами и пространством между зерен; 2) присутствие во вторичном парагенезисе К- и Na-содержащих минералов свидетельствует о взаимодействии с флюидами щелочного состава, которые могут быть ответственны также за привнос и вынос других элементов.

ВЫВОДЫ

Гранатовые мегакристы неравновесны по отношению к щелочным базальтам. Они образовались в условиях, соответствующих зонам мантийных очагов в низах коры в промежуточных магматических камерах при постоянном притоке флюида. Впоследствии мегакристы были захвачены и вынесены на поверхность щелочно-базальтовой магмой.

При взаимодействии граната с вмещающим его базальтом наблюдается частичное плавление граната с образованием келифитовой каймы. В процессе плавления происходит трансформация граната с образованием Na-K стекла и магнезиального оливина. Появление щелочного вулканического стекла в келифитовой кайме свидетельствует о миграции Na и K из щелочно-базальтового расплава, захватившего гранат.

Внутри кристалла вследствие субизотермической декомпрессии происходит твердофазное разложение. Парагенезис минералов, образующихся при резорбции граната, зависит от его состава, P-T условий и наличия/отсутствия воды. При давлении свыше 10 кбар и температуре более 1300 °C устойчиво сосуществуют гранат и клинопироксен. При понижении давления и температуры (4–8 кбар, 900–1300 °C) гранат разлагается следующим образом: $Grt \rightarrow Sp + Pl + Ol \pm Орх$, в присутствии воды: $Grt \rightarrow Sp + Pl + Ol \pm Орх \pm Амф$. При температуре 950–1000 °C и давлении 4–4.5 кбар образуется ассоциация: $Grt \rightarrow Sp + Орх + Pl$. Если же температуры составляют 700–800 °C, при том же давлении P = 4 кбар образуется парагенезис $Grt \rightarrow Sp + Орх + Crx$.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 10-III-B-08-05.

Авторы выражают глубокую признательность Сергею Васильевичу Рассказову (ИЗК СО РАН) за предоставленные для исследования образцы из вулканического поля Джиды и Михаилу Львовичу Гельману

(СВКНИИ ДВО РАН) за внимание к работе и критические замечания, позволившие существенно улучшить качество публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов В.А., Петрова М.А. Признаки кайнозойских вулканитов Джидинского района, содержащих ксенолиты и ксенокристаллы // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М., 1980. С. 28–46.
- Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. Опыт моделирования реакции гранат→ортопироксен+шпинель+плагиоклаз методом минимизации термодинамического потенциала // Докл. РАН. 2007. Т. 415, № 1. С. 1–4.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О. Адаптация программного комплекса "Селектор-С" к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия. 2011. Т. 49, № 2. С. 149–164.
- Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Глубинные включения в щелочных базальтах трубки Шаварын-Царам (МНР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 210–214.
- Баркар (Асеева) А.В. Трансформация минералов гранатовых перидотитов как отражение эволюции Р-Т параметров глубинного вещества Земли // Материалы конференции «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России». Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 60–62.
- Белов И.В. Базальтовая формация Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 371 с.
- Бормотов В.А., Меркулова Т.В. Кайнозойский этап развития северной ветви Тан-Лу-Охотской рифтовой системы: глубинное строение и сейсмогеодинамика // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 26–43.
- Высоцкий С.В., Щека С.А., Нечаев В.П. и др. Первая находка сапфиров в кайнозойских щелочно-базальтовых вулканах Приморья // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 6. С. 806–810.
- Высоцкий С.В., Баркар (Асеева) А.В. Сапфиры Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2006. 109 с.
- Высоцкий С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Иванова В.Л., Карабцов А.А. Гранатовые включения в щелочных базальтах Приморья – глубинные ксенолиты или родственные мегакристы? // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 111–120.
- Высоцкий С.В., Яковенко В.В., Игнатъев А.В., Карабцов А.А. Изотопные соотношения кислорода как индикатор генезиса базальтовых корундов // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 1. С. 67–71.
- Высоцкий С.В., Будницкий С.Ю., Рассказов С.В. и др. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах in situ: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 5. С. 674–677.
- Генштафт Ю.С., Илупин И.П., Витоженц Г.Ч. и др. Геохимия глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1989. 240 с.
- Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. М.: Наука, 1990. 271 с. (Вып. 46).
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965.
- Изох А.Э. Условия образования сапфира и циркона в областях щелочно-базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 925–943.
- Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // Труды. 1979. Вып. № 25. 312 с.
- Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др. Новые данные о К-Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.
- Кориковский С.П. Влияние глубинности на парагенезисы недосыщенных K_2O высокоглиноземистых метапилитов // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1965. Т. 2. 327 с.
- Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В. и др. Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын-Царам (Монголия) // Геохимия. 2009. № 1. С. 21–44.
- Минералы Монголии // Под ред. М.И. Новгородовой. М.: ЭКОСТ, 2006. 352 с.
- Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. и др. Глубинные ксенолиты из вулканитов Бартоя (Западное Забайкалье) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 3. С. 38–48.
- Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф. и др. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Аг-Аг и К-Аг датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 3–15.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 1. С. 15–43.
- Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 272 с.
- Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 203 с.
- Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
- Barr SM., Dostal J. Petrochemistry and origin of megacrysts in Upper Cenozoic basalts, Thailand // J. Southeast Asian Earth Sci. 1986. V. 1, N 2. P. 107–116.
- Cao R.L., Zhu S.H. Mantle xenoliths and alkali-rich host rocks in eastern China // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. N.Y.: Wiley, 1987. P. 168–180.
- Dégi J., Abart R., Török K. et al. Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. N 159. P. 293–314.
- Griffin W.L., Heier K.S. Petrological implication of corona structures // Lithos. 1973. N 6. P. 315–335.
- Hunter R.H., Taylor L.A. Instability of garnet from the mantle: evidence of metasomatic melting // Geology. 1982. V. 10, N 12. P. 617–662.
- Krogh Ravn E. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geother-

- mometer: an updated calibration // *Journ. Metamorphic Geol.* 2000. V. 18. P. 211–219.
34. Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *Journ. Metamorphic Geol.* 2009. V. 27. P. 495–508.
35. Padovani E.L.R., Carter J.L. Nonequilibrium partial fusion due to decompression and thermal effects in crustal xenoliths / Dick H.G.J. (ed) // *Magma Genesis Bull.* 1976. N 96. P. 43–57.
36. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.
37. Stowell H.H., Stein E. The significance of plagioclase-dominant coronas on garnet, Wenatchee block, North Cascades, Washington, USA // *Canad. Miner.* 2005. V. 43. P. 367–385.
38. Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P. et al. Megacrysts and associated xenoliths: Evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland // *J. Petrol.* 1999. N 40. P. 935–956.
39. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Miner.* 2010. V. 95. P. 185–187.
40. Zang Q., Enami M., Suwa K. Aluminian orthopyroxene in pyrometamorphosed garnet megacrysts from Liaoning and Shandong provinces, Northeast China // *Eur. J. Miner.* 1993. February. V. 5. P. 153–164.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

A.V. Aseeva, S.V. Vysotskiy, A.A. Karabtsov, I.A. Alexandrov, I.S. Chuvashova

Transformation of garnet megacrysts captured by alkali mafic magma

Results of research of symplectites from the Shavaryn-Tsaram (Hangaj plateau, Mongolia) and Bartoj (Dzhida basaltic field, Russia) alkali basaltic rocks are presented. The symplectite compositions and structures were studied, and physical and chemical parameters at which primary megacrysts were transformed into secondary mineral assemblages, were defined. It is established that both garnet megacrysts and garnet-pyroxene aggregates were formed at pressure of 10–13 kbar and temperature over 1300 °C. Transformation of garnet into minerals of the secondary assemblage is considered as solid state water assisted resorption of garnet at a depth corresponding to pressure of 4–8 kbar and the temperature ranged from 1000 to 1300 °C. Kelyphitic rims on the garnet megacrysts resulted from melting of the megacrysts on the contact with the hosting alkali basaltic rock.

Key words: garnet, megacrysts, alkali basalts, symplectite, Transbaikalie, Mongolia.