

РАВНОВЕСНЫЙ СОСТАВ ФАЗ ПРИ СОВМЕСТНОМ ПЛАВЛЕНИИ ПРИРОДНЫХ ТЕКТО-, МЕТА- И ОРТОСИЛИКАТОВ (НА ПРИМЕРЕ ОЛИВИНОВОГО ГАББРОНОРИТА)

© 2019 г. В. А. Кренев¹, Е. Н. Печенкина¹, С. В. Фомичев^{1, *}

¹Институт общей и неорганической химии им. Н.С. Курнакова РАН,
Ленинский пр-т, 31, Москва, 119991 Россия

*E-mail: fomichev@igic.ras.ru

Поступила в редакцию 11.10.2018 г.

После доработки 06.11.2018 г.

Принята к публикации 19.11.2018 г.

На примере оливинового габбронорита — основной плутонической породы семейства габброидов — методом физико-химического моделирования изучено влияние температуры и окислительно-восстановительных свойств атмосферы кристаллизации на равновесный состав образующихся фаз. Приведены краткие сведения о химическом составе порообразующих минералов и их влиянии на свойства породы. Рассмотрены особенности нагревания, плавления и кристаллизации оливинового габбронорита с учетом внешних условий и взаимного влияния минералов. Показана принципиальная возможность модифицирования химического и минерального состава оливинового габбронорита. Даны рекомендации по выбору способа модифицирования исходного состава оливинового габбронорита.

Ключевые слова: оливиновый габбронорит, расчет и модифицирование минерального состава

DOI: 10.1134/S0044457X1905012X

ВВЕДЕНИЕ

Среди основных интрузивных пород нормальной щелочности преобладают габбронорит и оливиновый габбронорит, входящие практически во все габброноритовые формации расслоенных магматических пород [1].

Порообразующими минералами оливинового габбронорита являются алюмосиликаты с каркасной структурой, характеризующиеся трехмерным сочленением анионных тетраэдров $[(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_4]^{4-}$ (тектосиликаты), а также метасиликаты с одинарными анионными цепочками и ортосиликаты с изолированными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах.

Тектосиликаты представлены плагиоклазами (Pl) — непрерывным изоморфным рядом между натриево- (альбит Ab) и кальциевыми (анортит An) алюмосиликатами, в которых одновременно с замещением Na^+ на Ca^{2+} эквивалентная часть Si^{4+} замещается на Al^{3+} .

По химическому составу плагиоклазовый ряд подразделяют на шесть минералов, границы между которыми составляют 10, 30, 50, 70, 90 мас. % An: альбит (Ab), олигоклаз (Olg), андезин (And), лабрадор (Lb), битовнит (Byt) и анортит (An) [2]. Согласно литературным данным [3], плагиоклазы

оливиновых габброноритов относятся к лабрадору (An_{50-70}), но в некоторых габброноритах встречаются отклонения до Byt, с одной стороны, и до Olg — с другой; кроме того, в составе этой плутонической породы может содержаться структурная разновидность ортоклаза (Ort) $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ — микроклин (Mic). Общее содержание Pl и Mic в оливиновом габбронорите, по данным [4], составляет 35–65 об. %.

В отличие от Ca^{2+} и Na^+ , в плагиоклазах Na^+ и K^+ не могут неограниченно замещать друг друга, поэтому гомогенная серия полевых шпатов (K-NaFsp), подобная Pl, отсутствует (за исключением высокотемпературных условий).

По основности плагиоклаза различают разновидности оливиновых габброноритов: An_{90-100} — анортитовый, An_{10-35} — оливиновый меланогаббронорит и An_{65-90} — оливиновый лейкогаббронорит [4].

Метасиликаты представлены пироксенами (Px) [5] — одной из наиболее важных групп порообразующих минералов, среди которых выделяют подгруппы моноклинных (клинопироксены, Cpx) и ромбических (ортопироксены, Opx) пироксенов.

Срх в оливиновых габброноритах наиболее часто присутствуют в виде авгита (**Aug**) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, диопсида (**Di**) $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и геденбергита (**Ged**) $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, а Орх – энстатита (**En**) $\text{MgMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и гиперстена (**Hyp**) $\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, последний может содержать включения моноклинного пироксена. Общее содержание этих минералов ограничено 10–50 об. % для каждой группы [4].

Минералы группы оливина (**Ol**) [6] относятся к ортосиликатам с изолированными кремнекислородными тетраэдрами $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и представляют собой непрерывный ряд твердых растворов, крайними членами которого являются форстерит (**Fo**) $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ (0–10 мол. % Fa) и фаялит (**Fa**) $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ (90–100 мол. % Fa).

Ol парамагнитен, магнитность возрастает с увеличением содержания железа. В природе наиболее распространены магнезиальные оливины (Fo) и собственно Ol. Значительно реже встречаются оливины промежуточного состава до Fa_{57} , а также железистые Fa_{100-88} . Fa плавится инконгруэнтно при 1205 ± 5 , а Fo – при $1890-1895^\circ\text{C}$.

Равновесная кристаллизация оливинов изучена в лабораторных условиях. Температура кристаллизации находится в пределах от 1890 для Fo до 1205°C для Fa. При остывании расплава состав выделяющихся кристаллов обогащается железом. При быстром охлаждении слои последовательно кристаллизующегося вещества могут сохраняться в кристалле в виде зон различного состава. Установлено, что обогащенные магнезией оливины неустойчивы в присутствии свободного SiO_2 . За немногими исключениями, можно говорить о существовании общего правила, в соответствии с которым в более основных породах присутствуют относительно магнезиальные, а в более кремнеземистых железистые оливины. Обычно более или менее магнезиальные Ol обладают, по крайней мере, тремя свойствами, отличающими их от большинства остальных породообразующих силикатов: 1) небольшим содержанием SiO_2 (в чистом Fo – 42%, тогда как в соответствующем магнезиальном пироксене (En) – 60%); 2) кристаллизацией при высокой температуре (они выделяются из магмы в числе первых минералов); 3) высокой плотностью (≈ 4). Эти свойства определяют процесс дифференциации магмы и обеспечивают сепарацию кристаллов в магматической камере.

Помимо метасиликатов, представленных Rx, оливиновый габбронорит может содержать метасиликаты, относящиеся к магнезиально-железистым моноклинным амфиболам (**Amf**) группы куммингтонита (**Cum**), как правило, это магнезиально-железистая обыкновенная роговая обманка (**Hrn**) [7], содержание которой не превышает 5 об. % [4].

В магматических породах преимущественно встречается магнетит (**Mt**) в тесной ассоциации с ильменитом (**Ilm**) FeTiO_3 , в образцах которого наблюдается замещение Ti на Fe (до 30% Fe_2O_3) [8]. Поэтому в данном случае Ilm можно принимать лишь в качестве обобщенного названия.

В зависимости от неоднородности строения и такситового характера распределения минералов их количественные соотношения в составе оливиновых габброноритов могут меняться, но состав самих минералов сохраняется.

Граничное содержание породообразующих оксидов оливинового габбронорита [4], составляет (%): SiO_2 43–52; Al_2O_3 8–19; TiO_2 0.1–1; Fe_2O_3 0.6–5; FeO 6–12; MgO 6–13; CaO 6–12; Na_2O 1–2.5; K_2O 0.1–0.6.

Описанные выше особенности состава, условий формирования и свойств оливиновых габброноритов позволили сформулировать задачи и цели настоящего исследования: на основе физико-химического моделирования (**ФХМ**) процессов нагревания, плавления и кристаллизации определить возможность и способ модифицирования состава данного вида пород с целью их практического использования.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Объект исследований – оливиновый габбронорит Алтай-Саянской складчатой области, химический состав которого (приведенный к 100%) взят из [3] (мас. %): SiO_2 49.74; Al_2O_3 17.70; TiO_2 0.87; Fe_2O_3 2.75; FeO 6.90; MgO 8.88; CaO 10.15; Na_2O 2.46; K_2O 0.55, что соответствует граничным значениям содержания породообразующих оксидов вида оливиновый габбронорит [4].

На основе химического состава рассчитаны петрохимические характеристики породы [3, 9] (в скобках указаны принятые граничные значения): $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 31$ (23–34), $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) = 30$ (22–35).

Определены коэффициенты глиноземистости $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) = 1$ (0.75 – 1) и железистости: $k_{\text{ф}} = [(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})] \times 100 = 51$ (40–80), а также отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 4.5$, позволяющее отнести породу к натриевой или калиевой сериям ($\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} \geq 4$ – натриевая серия) [3]. Эти результаты также подтверждают правильность отнесения данной породы к семейству оливиновый габбронорит.

Ранее [10] методом ФХМ нами были рассчитаны фазовые составы (Pl, Ol и Rx) при кристаллизации расплава в окислительной, восстановительной и инертной атмосферах, установлена возможность регулирования минерального состава продуктов плавления. На примере базальта

[11] были определены условия формирования расплавов, пригодных для петрургии.

Однако расчет без учета образования твердых растворов является упрощением реально происходящих процессов. Представленные в данной статье результаты были получены методом ФХМ [12] с использованием информационно-вычислительного комплекса Селектор-С [13] по методике, изложенной в [14]. Созданная модель на основе химического состава породы [3] учитывала литературные данные [15] о температуре кристаллизации (800–950°C) и давлении (2–7 Кбар), при которых образуются оливиновые габбронориты, а также включала в качестве зависимых компонентов тектосиликаты (Pl и Mic); метасиликаты (Срх, Орх, Нrn); ортосиликаты (Ol) и акцессорный минерал (Ilm).

Расчитанный фазовый (минеральный) состав после кристаллизации расплава (значения округлены до $\pm 0.5\%$) содержал (об. %): Pl 56; Mic 3; Срх 13.5; Орх 11; Ol 13; Нrn 2; Ilm 1.5, что соответствует граничным значениям содержания минералов вида “оливиновый габбронорит” [3, 4].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Элементный состав является одной из важнейших характеристик и во многом определяет фазовый (минеральный) состав породы, который, в свою очередь, влияет на ее физико-химические свойства.

Данные химического анализа магматических пород, а также ФХМ процессов нагревания, плавления и кристаллизации в различных условиях показывают возможность целенаправленного модифицирования фазового состава продуктов плавления для практических целей [16].

Большинство минералов, слагающих габбронориты, представляют собой серии твердых растворов (изоморфных смесей) и являются устойчивыми фазами в широком интервале различных физико-химических условий.

Породообразующие элементы и их соединения играют различную роль в формировании минерального состава оливинового габбронорита: SiO₂ является основной составляющей всех порообразующих минералов оливинового габбронорита; Al входит в состав Pl, Mic, некоторых Pх; Ti образует акцессорный минерал Ilm; Fe находится в составе Срх, Орх, Fa, Нrn и Ilm, при этом Fe – единственный элемент, присутствующий в составе магматических горных пород в двух степенях окисления Fe(III) и Fe(II) и тем самым оказывающий разное влияние на формирование их состава [17–19]; Mg входит в состав Fo ряда Срх, Орх и Нrn; CaO содержится в Pl и Срх; Na и K входят в состав Pl и Mic.

Основная цель выполненных исследований – определение методом ФХМ распределения компонентов между фазами, образующимися при плавлении и кристаллизации оливинового габбронорита в широком интервале температур в атмосферах с разными окислительно-восстановительными свойствами (при нормальном давлении в отсутствие H₂O).

ФХМ проведено на основе программно-вычислительного комплекса Селектор-С, а также ряда других программ [20, 21], что дает возможность анализировать экспериментальные результаты, полученные при плавлении магматических горных пород различного состава. Для подобного рода систем это особенно актуально, так как экспериментально исследовать широкий диапазон природных магм затруднительно.

Данные по фазовому составу продуктов плавления и кристаллизации оливинового габбронорита (при атмосферном давлении в отсутствие воды) на воздухе (окислительная среда), в атмосфере водорода (восстановительная) и аргона (инертная), определенные методами ФХМ, приведены в табл. 1.

Охлаждение и кристаллизация расплава магматической породы – весьма сложный процесс. Учитывая физико-химические свойства компонентов горной породы, можно предположить, что первыми должны кристаллизоваться минералы, которые могут выделяться из безводного (или почти безводного) расплава при высоких температурах, к ним относятся Ol, большинство Pх, кальциевые Pl. Процессы кристаллизации протекают непрерывно, в результате чего происходит перекрывание стадий, точные границы которых определить невозможно. В сложном природном силикатном расплаве взаимное влияние компонентов может значительно снижать температуру кристаллизации. Кроме того, последовательность кристаллизации зависит также от концентрации данного компонента в расплаве. Установлено, что Нур и Lb образуют эвтектику, когда они находятся в соотношении 35 : 65; эвтектика Di и An отвечает соотношению 58 : 42, а Di и Fo – 88 : 12 [10]. В тех случаях, когда кроме двух минералов имеется и третий, например Pх, порядок кристаллизации определяется правилом Нернста о снижении растворимости веществ с общим ионом. Так как Ol и Pх имеют общие ионы (Mg²⁺, Fe²⁺), растворимость Ol в присутствии Pх значительно уменьшается, и он кристаллизуется раньше Fsp даже в тех случаях, когда его содержание невелико.

Как видно из приведенных данных, суммарное содержание тектосиликатов (Pl и Mic) практически не меняется при изменении температуры и атмосферы плавления.

Общее содержание метасиликатов (Срх) при нагревании в исследованном диапазоне темпера-

Таблица 1. Фазовый состав оливинового габбронорита при нагреве в атмосфере (1 бар) O₂, H₂ и Ar в отсутствие H₂O

Минерал	Температура, °С																	
	900			1000			1100			1200			1300			1400		
	O ₂	H ₂	Ar	O ₂	H ₂	Ar	O ₂	H ₂	Ar	O ₂	H ₂	Ar	O ₂	H ₂	Ar	O ₂	H ₂	Ar
Плагиоклазы, Pl	56	57	56	56	56	56	56	56	56	56	57	56	56	57	57	56	57	57
NaAl[Si ₃ O ₈], Ab	18	18	18	16	16	18	11	11	11	3	3	3	—	—	—	—	—	—
Ab-расплав				2	2	2	9	9	9	18	18	17	20	21	21	20	21	21
CaAl ₂ [Si ₃ O ₈], An	38	36	38	38	38	36	34	34	34	26	26	26	4	4	4	—	—	—
An-расплав	—	—	—	—	—	—	2	2	2	9	10	10	32	32	32	36	36	36
Микроклин, Mic	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
K[AlSi ₃ O ₈]	3	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mic расплав	—	—	—	3	3	3	3	3	—	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Клинопироксены, Срх	14.5	12.5	13	13.5	13.5	12.5	12.5	13.5	13.5	13.5	12.5	13.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5
Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al) ₂ O ₆], Aug	6.5	4.5	5	6.5	5.5	5	3.5	3.5	4	2	2	2.5	—	—	—	—	—	—
CaMg[Si ₂ O ₆], Di	7	7	7	6	6	7	6	6	6	3	2	3	—	—	—	—	—	—
Di-расплав	—	—	—	—	—	—	1	1	1	7	7	7	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5	12.5
CaFe[Si ₂ O ₆], Ged	1	1	1	1	2	—	2	2	2	1	1	1	—	—	—	—	—	—
Ортопироксены, Орх	12	12	12	12	12	13	12	12	12	11	11	11	10	10	10	11	10	10
Mg ₂ [Si ₂ O ₆], En	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
En-расплав	—	—	—	—	—	—	1	1	1	5	5	5	10	10	10	11	10	10
FeMg[Si ₂ O ₆], Нур	12	12	15	13	12	13	11	11	11	6	6	6	—	—	—	—	—	—
Оливины, Ol	13	14	12	14	14	14	15	14	14	15	15	15	17	16	16	16	16	16
Fe ₂ [SiO ₄], Fa	5	5	4	5	5	5	5	5	5	4	4	4	2	2	2	—	—	—
Fa-расплав	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	5	5	11	10	10	12	11	11
Mg ₂ [SiO ₄], Fo	8	9	8	9	9	9	9	9	9	6	6	6	3	3	3	2	2	2
Fo-расплав	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	2	3	3
Ильменит, FeTiO ₃ , Ilm	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5	1.5
Σ минералов	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

тур во всех атмосферах составляет 12.5–13.5%. При 900–1100°С во всех исследованных атмосферах основными составляющими являются Aug и Di, которые начиная с 1200°С преобладают. Обогащение габброидов ромбическим пироксеном можно объяснить тем, что для кристаллизации Срх в избытке по отношению к Aug необходимо пониженное содержание в расплаве Са по сравнению с Mg и Fe. Такие соотношения могут наблюдаться в случае вхождения достаточного количества Са в основной Pl, а кристаллизация An определяется содержанием в магме Al. При возрастании содержания Al увеличивается и содержание An в Pl, что вызывает уменьшение количества Са, способного войти в моноклинный пироксен.

Кальциевые моноклинные пироксены, представленные группой Aug, состоящей из Di, Ged и собственно Aug, — самые распространенные представители авгитовой серии. Они входят в со-

став почти всех магматических пород, в том числе габбро ряда массивов габбро-сиенитовой формации Алтай-Саянской области.

Di — наиболее магнезиальный, а Ged — наиболее железистый компоненты непрерывного изоморфного ряда, члены которого отличаются от Aug более высоким содержанием Са. Температура конгруэнтного плавления чистого (искусственного) Di при 1 атм составляет 1391–1395°С. Пироксены ряда Di–Ged входят в состав многих магматических пород: как эффузивных, так и интрузивных. Магнезиальные разновидности встречаются чаще, чем железистые. Высокое содержание Mg характерно для Rx, кристаллизующихся при более высоких температурах.

Метасиликаты (Орх) в интервале 900–1200°С (независимо от атмосферы) представлены Нур, количество которого в окислительной и инертной атмосферах с повышением температуры постепенно снижается с 15 до 6, а в восстановитель-

ной – с 12 до 6%. При 1300–1400°C во всех атмосферах расплав представлен энстатитом.

Магнезиально-железистые ромбические пироксены классифицируются по содержанию ферросилита FeSiO_3 (Fs) или FeO .

En – $\text{MgMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Fs 0–10, $\text{FeO} \leq 10$), Hур – $\text{FeMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Fs 30–50, $\text{FeO} 16–30$), Fs – $\text{FeFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (Fs 90–100, $\text{FeO} 88–100$). Для ромбических Rx характерны срастания с разными минералами и прежде всего с Сrx. По составу ромбические Rx отвечают Fe–Hур со средней железистостью около 51%. Известно несколько полиморфных разновидностей En [5]. Высокотемпературной модификацией, устойчивой при температурах 1000–1300°C и давлении до 4 Кбар, является протозэнстатит с температурой инконгруэнтного плавления 1557°C, при которой он переходит в Fo и расплав.

Hур – широко распространенный породообразующий минерал магматических и метаморфических пород. Для основных пород наиболее характерен магнезиальный (маложелезистый) Hур, который в расслоенных интрузиях отнесен к габбро-норитовым породам [5].

Общее содержание оливиновых ортосиликатов при 900–1200°C колеблется от 12 до 15% в окислительной и инертной атмосферах и от 14 до 15% – в восстановительной. При температурах 1300–1400°C эти значения для окислительной атмосферы составляют 17–16%, а для восстановительной и инертной – 16%.

Содержание Fa во всех атмосферах в интервале температур 900–1100°C составляет 5%, при 1200°C его суммарное количество увеличивается до 9–12%. Fo при всех атмосферах появляется в количестве 4–5%.

Из литературы известно [22], что Ol и Орх взаимодействуют друг с другом. Оливины кристаллизуются при более высокой температуре, чем Орх, и могут взаимодействовать с магмой, забирая из нее SiO_2 и переходя в соответствующий Орх. Однако для протекания такой реакции необходимо время. Если охлаждение происходит быстро, кристаллы Ol могут сохраняться несмотря на то, что SiO_2 в магме хватило бы для его полного превращения в Орх. В результате кристаллизации Ol из магмы удаляется большое количество Mg и Fe, что приводит к изменению состава кристаллизующегося в дальнейшем Rx. В составе Aug важную роль играют Ca и Al, которые представляют главные компоненты Pl, содержащиеся наряду с Ol и Rx в рассматриваемой породе. Ранняя кристаллизация An обедняет магму кальцием и алюминием, необходимыми для образования Aug, поэтому вместо него может кристаллизоваться Hур.

Таким образом, Ol и An оказывают противоположное действие на процесс кристаллизации магмы.

Как было отмечено ранее, плагиоклазы являются наиболее распространенными породообразующими силикатами Ca, Na или K. Ионы Ca^{2+} и Na^+ могут замещать друг друга, обуславливая существование ряда минералов, промежуточных по составу между Ab и An. Ионы Na^+ и K^+ не могут неограниченно замещать друг друга, поэтому гомогенная серия K–NaFsp, подобная Pl, отсутствует (за исключением высокотемпературных условий) [22]. Hгп в продуктах отсутствует, так как при нагревании разлагается на Aug и маггемит [7]. Содержание Hm постоянно (2%) во всех интервалах температур и в разных атмосферах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненных исследований показывают, что для рационального использования минерального сырья, представленного тем или иным видом магматических горных пород, необходимо иметь достоверные данные о его химическом и минеральном составе. На основе многолетних наблюдений установлено, что для производства минеральных волокон или изделий каменного литья целесообразно использовать горные породы, у которых отношение суммы содержания оксидов $[\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2]$ к сумме $[\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ (коэффициент кислотности K) должно составлять соответственно для волокон 2.00–2.35, а для петрургии 1.50–1.80. Значение K рассматриваемого образца оливинового габбронорита равно 2.16, т.е. сырье непосредственно может быть использовано для производства минеральных волокон, а для петрургии необходимо модифицировать его состав.

Предложен метод модифицирования состава магматических горных пород, основанный на частичном отборе расплава на начальной стадии плавления шихты в разных атмосферах [23]. В частности, фазовый состав оливинового габбронорита можно изменить путем частичного отбора расплава, состоящего из Ab, Mlc и An, на начальной стадии его плавления (1000°C) в разных атмосферах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Магматические горные породы / Отв. ред. Шарков Е.В. Т. 3. М.: Наука, 1985. С. 489.
2. Минералы (справочник). Т. V. Вып. 1. М.: Наука, 2003. С. 584.
3. Богатиков О.А. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Ч. 1 и 2. С. 768.

4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. Богатикова О.А. и др. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. С. 200.
5. Минералы (справочник). Т. III. Вып. 2. М.: Наука, 1981. С. 484
6. Минералы (справочник). Т. III. Вып. 1. М.: Наука, 1972. С. 884
7. Минералы (справочник). Т. III. Вып. 3. М.: Наука, 1981. С. 398.
8. Минералы (справочник). Т. II. Вып. 3. М.: Наука, 1967. С. 343.
9. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. С. 511.
10. *Babievskaya I.Z., Fomichev S.V., Krenev V.A.* // Inorg. Mater. 2009. V. 45. № 1. P. 55. [*Бабиевская И.З., Фомичев С.В., Крнев В.А.* // Неорган. материалы. 2009. Т. 45. № 1. С. 58.]
11. *Babievskaya I.Z., Drobot N.F., Fomichev S.V. et al.* // Inorg. Mater. 2008. V. 44. № 12. P. 1334. [*Бабиевская И.З., Дробот Н.Ф., Фомичев С.В. и др.* // Неорган. материалы. 2008. Т. 44. № 12. С. 1476.]
12. *Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А.* Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2005. С. 229.
13. *Чудненко К.В.* Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритм, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академ. изд-во "ГЕО", 2010. С. 288.
14. *Bychinskii V.A., Fomichev S.V., Chudnenko K.V., Krenev V.A.* // Russ. J. Inorg. Chem. 2012. V. 57. № 6. P. 854. [*Бычинский В.А., Фомичев С.В., Чудненко К.В. и др.* // Журн. неорган. химии. 2012. Т. 57. № 6. С. 925.]
15. *Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В. и др.* // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804.
16. *Krenev V.A., Fomichev S.V., Pechenkina E.N.* // Russ. J. Inorg. Chem. 2018. V. 63. № 11. P. 1505. doi 10.1134/S0036023618110104 [*Крнев В.А., Фомичев С.В., Печенкина Е.Н.* // Журн. неорган. химии. 2018. Т. 63. № 11. С. 1505.]
17. *Рашин Г.А.* // Изв. Ан СССР. Геология. 1961. № 11. С. 160.
18. *Рашин Г.А.* Возможности управляемого минералообразования в петрургии. Проблемы каменного литья. Вып. 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1968. С. 12.
19. *Жариков В.А.* Основы физической геохимии. М.: Наука, 2005. С. 654.
20. *Bychinskii V.A., Tupitsyn A.A., Mukhetdinova A.V. et al.* // Russ. J. Inorg. Chem. 2013. V. 58. № 9. P. 1079. [*Бычинский В.А., Тупицын А.А., Мухетдинова А.В. и др.* // Журн. неорган. химии. 2013. Т. 58. № 9. С. 1205.]
21. *Bychinskii V.A., Tupitsyn A.A., Mukhetdinova A.V. et al.* // Russ. J. Inorg. Chem. 2013. V. 58. № 12. P. 1471. [*Бычинский В.А., Тупицын А.А., Мухетдинова А.В.* // Журн. неорган. химии. 2013. Т. 58. № 12. С. 1639.]
22. *Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М.* Петрология магматических пород / Пер. с англ. под ред. Петрова В.П. М.: Мир, 1975. С. 508.
23. *Krenev V.A., Dergacheva N.P., Fomichev S.V.* // Inorg. Mater. 2018. V. 54. № 4. P. 374. [*Крнев В.А., Дергачева Н.П., Фомичев С.В. и др.* // Неорган. материалы. 2018. Т. 54. № 4. С. 1.]