

УДК 549.26:549.643.25:553.212

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА И ПРОДУКТОВ ЕГО ОКИСЛЕНИЯ В ДЕВОНСКИХ ГРАНИТОИДАХ АЛЕЙСКО-ЗМЕИНОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ РУДНОГО АЛТАЯ)

Новоселов Константин Леонидович,

канд. геол.-минерал. наук, доцент каф. геологии и разведки полезных
ископаемых Института природных ресурсов Национального
исследовательского Томского политехнического университета,
Россия, 634034, г. Томск, пр. Ленина, 30. E-mail: nkonstantin1@rambler.ru

Актуальность исследований самородного минералообразования железорудной направленности определяется выделением минералогических и физико-химических критериев потенциальной рудоносности полифазного алейско-змеиногорского гранитоидного комплекса, занимающего большую часть северо-западной российской территории Рудного Алтая.

Цель работы: всесторонняя характеристика морфологии, химического состава, распространённости, парагенезиса и времени обособления самородных металлов железа в эволюционирующем развитии флюидно-магматической системы.

Методы исследования: традиционные минералого-петрографические, минералогические с целенаправленным изучением акцессорного самородного железа и ассоциирующих с ним минералов, извлечённых из протоколов гранитоидов по общепринятой схеме. Для аналитических исследований применены рентгеноспектральные методы анализа, выполненные в лаборатории ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510LV (Jeol Ltd) с энерго-дисперсионным спектрометром INCA Energy 350+ (аналитик М.В. Хлестов).

Результаты. Установлено присутствие и распределение акцессорных микросферул самородного железа в породах последовательных фаз формирования гранитоидного комплекса; по химическому составу выделено две разновидности микросферул – железо с примесью Ti, Mn и беспримесное (феррит). В плагиогранитах главной фазы внедрения изучены химический состав и структура распада ксеногенного кристалла феррокерсутита, генетически связанного с металлизированным габброидным силикатным расплавом, привнесённым плагиогранитной магмой в гипабиссальную камеру кристаллизации. Выявлена парагенетическая ассоциация самородного железа и условия обособления из силикатного расплава самородной фазы Fe.

Выводы. На раннемагматической стадии формирования габброидного расплава в мантийном промежуточном очаге активно проявилось ликвационное отделение металлической фазы железа, в том числе с примесью Ti, Mn, под воздействием восстановительных интрателлурических водородно-углеродистых флюидов при активном участии бескислородных соединений калия. Ограниченность распространённости самородных микроглобул Fe в производных гранитоидных расплавах, особенно в заключительных лейкогранитных дифференциатах, связана с ослаблением восстановительного режима мантийных флюидов, на смену которым поступали флюиды с повышенными щёлочностью и потенциалом кислорода. Полученные новые данные имеют петрологическое значение и практическую направленность – определение потенциальной продуктивности гранитоидного комплекса на железо-титанорудную минерализацию.

Ключевые слова:

Глобулы, самородное железо, феррокерсутит, структура распада твёрдого раствора, гранитоиды.

Введение

Алейско-змеиногорский гранитоидный комплекс (D_{2-3}) включает три крупных интрузива – Новониколаевский, Алейский, Устьянский, и ряд более мелких тел, локализованных в структурах северной части Алейского поднятия Рудного Алтая между девонскими вулканогенно-осадочными прогибами, контролируются крупными глубинными разломами северо-западного и субширотного простирания и характеризуются наличием комагматических связей с девонскими вулканиками каменевского комплекса. Наибольшую площадь (?1000 км²) занимает Новониколаевский массив, расположенный в северном окончании Алейского антиклинория, имеет сложное полифазное строение и включает породы четырёх интрузивных фаз (в порядке становления): 1) габброиды и диоритоиды, обычно интенсивно метаморфизованные; 2) кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты; 3) лейкоплагиограниты; 4) лейкограниты с биотитовыми и биотит-мусковитовыми разновидностями. Наибольшим распространением пользуются

гранитоиды – производные второй, главной, фазы и заключительной лейкогранитовой. Алейский и Устьянский массивы, значительно меньшие по площади (около 300 кв. км каждый), расположены соответственно на юге и юго-западе поднятия, по петрологическим, минералого-геохимическим и другим показателям идентичны кислым дифференциатам Новониколаевского массива. Доминирующие породы Алейского массива – тоналиты и плагиограниты, приобретающие в тектонически ослабленных зонах гнейсовидный облик с биотитом и зеленой роговой обманкой. Устьянские гранитоиды, лейкократовые по составу, параллелизуются с лейкогранитами заключительной четвертой фазы. В целом Новониколаевский, Алейский и Устьянский гранитоидные массивы рассматриваются как индивидуализированные части крупного плутона, сформированного из единого магматического центра активизированной континентальной окраины в средне-позднедевонское время [1–3]. По глубине консолидации гранитоидные тела относятся к гипабиссальным фациям. Нижний пре-

дел температуры кристаллизации гранитоидных расплавов, определённый по минералогическим геотермометрам [3], находится в пределах 800–900 °С.

В кратком изложении петролого-геохимические особенности гранитоидов сводятся к следующему. Наиболее распространённые породы главной фазы – плагиограниты роговообманковые, по составу близки к нормативным. Плагиоклаз известковистый с прямой зональностью, отвечает андезину (An_{30-35}) с лабрадорным ядром, реже олигоклазу (An_{20-25}) обычно с полисинтетическим двойникованием. Идиоморфные кристаллы амфибола по оптическим свойствам и химическому составу относятся к магнезиально-железистой роговой обманке с примесью (мас. %) TiO_2 (0,8...1), MnO (0,4...0,8), K_2O (0,1...0,5), содержит обильные включения игольчатых кристаллов апатита, титаномагнетита, циркона. Зёрна кварца, редко ксеноморфные, обычно близки к округлым или гексагональным очертаниям. Из второстепенных минералов присутствуют единичные изометрические зёрна пироксена диопсид-геденбергитового состава – $Ca_{0,959}(Mg_{0,749}Fe_{0,25})_{0,999}[Si_{2,021}O_6]$. Постмагматические минералы представлены широко распространённым эпидотом, железистым хлоритом, редкими чешуйками биотита.

Лейкоплагиограниты третьей фазы пользуются весьма ограниченным распространением, однообразны по составу, нередко с роговой обманкой и биотитом. Характерны вариации структуры породы до порфировой с макро- и микрофенокристаллами олигоклаза (An_{18-20}) и округлыми зёрнами кварца. Роговая обманка, как и в породах главной фазы, магнезиально-железистая, отличается повышенной калиевостью, кремнезёмистостью, глинозёмистостью и титанистостью. Единичные зёрна КППШ представлены решётчатым микроклином. Как и в породах главной фазы эпизодически встречаются зёрна пироксена.

Лейкограниты, заключительные дифференциаты комплекса, слагают крупные штокообразные тела, в том числе Устьянский массив, представлены биотитовыми и биотит-мусковитовыми разностями. Плагиоклаз, олигоклаз-альбитового состава (An_{8-15}), образует идиоморфные зёрна, часто присутствует в порфирированных вкрапленниках. Микроклин обычно обрастает плагиоклазом или по периферии его зёрен образует антипертитовые вроски. Индивиды кварца, ксеноморфные, в аплитовидных разностях приобретают округлые очертания. Количество биотита варьирует от единичных чешуек до 5...10 об. %, по химическому составу относится к высокожелезистым и титанистым с повышенным содержанием глинозёма. Характерной особенностью химизма биотита, как и вышерассмотренной роговой обманки плагиогранитов, является отсутствие в составе флюидной фазы фтора и эпизодическое появление хлора. Как отмечает А.А. Маракушев [4], вхождение во флюидно-силикатный расплав магнезиальных компо-

нентов, таких как Cl, вытесняющих магнезиальный F, является типичным для глубинных зон магматической генерации.

Основные петрохимические характеристики гранитоидов в обобщённом виде (от ранних дифференциатов к заключительным): 1) возрастание кремнезёмистости и глинозёмистости; 2) понижение известковистости; 3) повышение щёлочности калиевой направленности; 4) снижение коэффициентов титанистости и железистости.

К геохимическим особенностям гранитоидного комплекса относится высокая активность кислорода и низкая – серы, о чём свидетельствует отсутствие элементов халькофильной группы, за исключением Ga, кристаллохимически связанного с Al, и концентрации его особенно типичны во флюидной системе, обеднённой H_2S [4]. Кроме типичных для гранитоидных магм литофильных элементов, среди которых доминирует Fe, присутствуют Co и Ni в концентрациях,кратно превышающих кларковые величины, и образуют неструктурную примесь в породообразующих и акцессорных минералах. Однако поведение этих сидерофилов заметно отличается – в заключительных дифференциатах концентрации Co резко понижаются на фоне стабильно повышенных содержаний Ni. Среди литофильных элементов в повышенных количествах относительно кларка в гранитоидах выделенных фаз постоянно присутствует Sc, Y и редкоземельные лантаноиды – Yb, Dy, Lu и др., количество которых возрастает параллельно с калиевостью в породах заключительных дифференциатов.

Ассоциация акцессорных минералов, образующих весовые количества в гранитоидах главной фазы: титаномагнетит–рутил–ильменит–сфен–apatит–циркон–гематит; в лейкоплагиогранитах и лейкогранитах последующих дифференциатов ведущая ассоциация акцессорий сменяется на гематит–рутил–мартитизированный титаномагнетит–циркон–топаз–флюорит–редкоземельную с Y, Ce, La, а также минералами Th и U. В единичных зёрнах в гранитоидах установлены корунд, гранат пиральспитового ряда с примесью Ca.

Результаты исследований

Самородное железо установлено в плагиограните главной фазы (Новониколаевский массив) в форме включений в кристалле амфибола, заметно отличающегося от породообразующей магнезиально-железистой роговой обманки короткопризматическим, близким к изометрическому, обликом зёрен размером, не превышающим 0,1...0,15 мм, железо-чёрным цветом с бронзоватым отливом, и нахождением в магнитной фракции протоочки. Электронно-микроскопическими исследованиями зёрна амфибола выявлено его неоднородное строение, обусловленное структурой распада двухкомпонентного твердого раствора, представленной собственно амфиболовой матрицей и обособившейся фазой Fe-содержащего рутила, ламели которого

ориентированы параллельно (110) минерала-хозяина (рис. 1).

Химический состав амфиболовой матрицы отвечает феррокерсутиту (табл. 1), отличающемуся от теоретического [5] повышенной калиевоcтью при низком содержании Na_2O , несколько пониженным количеством FeO и Al_2O_3 и резкой насыщенностью TiO_2 (17,75...24,55 мас. %), превышающей более чем в 1,5–2 раза максимально установленное среднее для керсутита – 10,33 мас. % [6]. Характерная особенность химического состава исследуемого минерала – разброс содержаний минералообразующих компонентов по профилю матри-

цы – от центра к краю зерна. В приведённых кристаллохимических формулах (табл. 1) избыток атомов Ti^{4+} показан не только в катионной составляющей, но и в анионной, изоморфно с Si^{4+} . В анионной составляющей формулы феррокерсутита исключена группа $(\text{OH})^-$, отсутствие которой и доминирование O^{2-} в позициях, обычно занимаемых гидроксидом, доказано в последние годы теоретическими и экспериментальными исследованиями [7].

Второй компонент структуры распада твёрдого раствора, Fe-содержащий рутил, представлен параллельно ориентированными, удлинёнными или

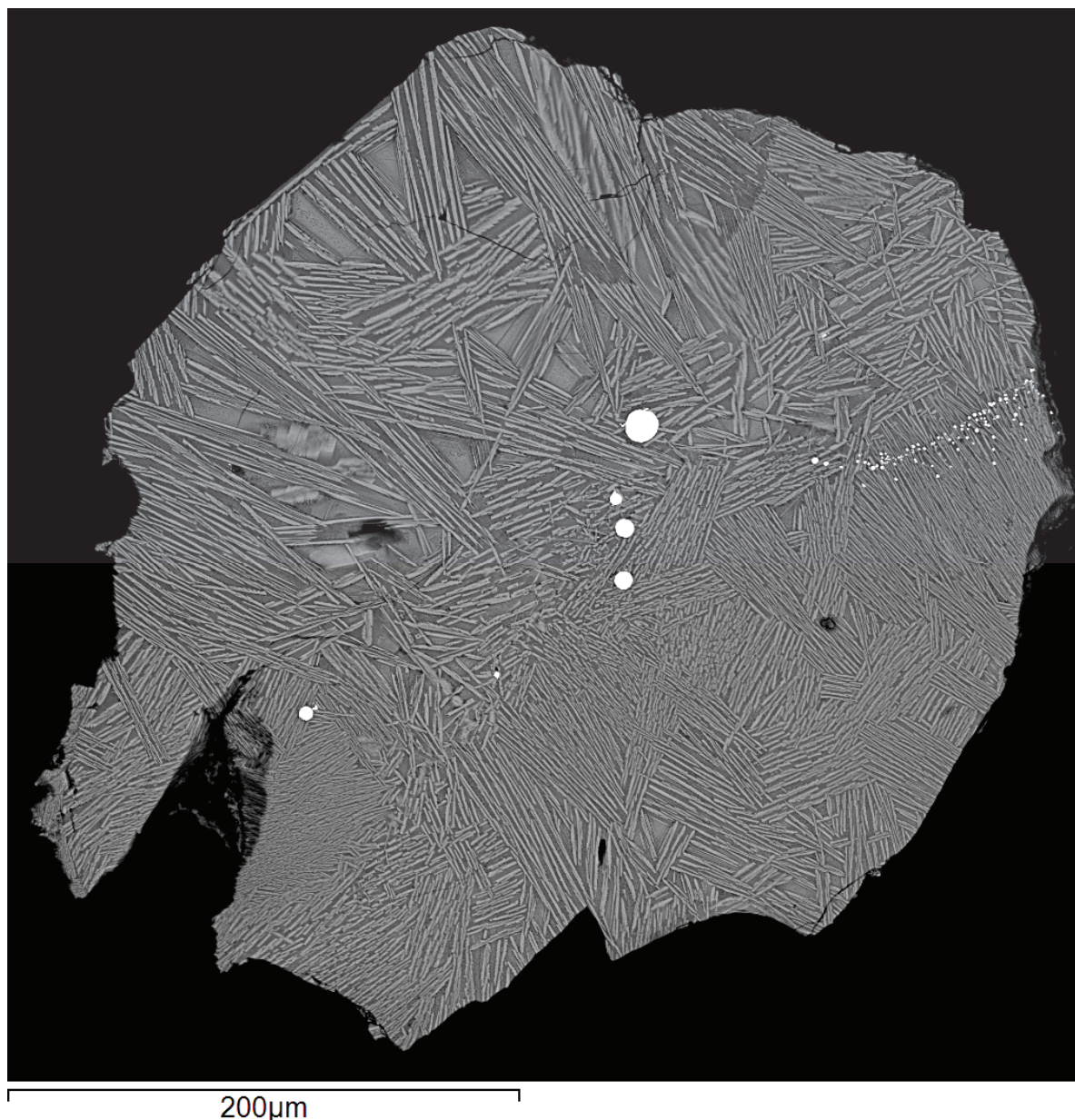


Рис. 1. Зерно феррокерсутита со структурой распада твёрдого раствора. Темно-серое – феррокерсутит; вытянутые пересекающиеся ламели – железистый рутил; белые округлые зёрна – самородное железо. Здесь и на последующих рисунках изображение в обратно рассеянных электронах

Fig. 1. Ferrokaersutite grain with the breakdown structure of solid solution. Dark-grey – ferrokaersutite; drawn cross lamellae – ferrous rutile; white rounded grains – native iron. Here and in the other figures, the image is in back-scattered electrons

прерывистыми пластинками, пересекающимися под тупыми или острыми углами в направлении плоскостей спайности (110), образуя резкие прямолинейные, в отдельных участках перистые границы (рис. 2). Толщина пластинок 2,5...3 μm и менее 0,8...0,6 μm по краю матрицы. В химическом составе Fe-содержащего рутила, кроме тех же петрогенных элементов феррокерсутитовой матрицы, в отдельных его пластинках появляются примеси Cr_2O_3 (0,28...0,42 мас. %), в единичном случае – MgO . Как и в феррокерсутите, среди щелочных компонентов доминирует K_2O при отсутствии или эпизодическом появлении Na_2O (табл. 2).

Таблица 1. Химический состав феррокерсутита (мас. %)

Table 1. Chemical composition of ferrokaersutite (wt. %)

Точка Point	SiO_2	TiO_2	MnO	FeO	Al_2O_3	CaO	K_2O	Na_2O	Сумма Total
1	28,6	20,37	15,79	15,79	6,54	11,68	1,9	0,8	101,47
2	30,42	21,56	13,35	13,37	7,99	9,09	3,29	0,97	100,14
3	28,18	24,55	13,55	14,74	7,26	8,56	3,11	0,78	100,73
4	29,99	23,09	13,39	14,58	7,86	8,81	2,99	0,97	101,68
5	25,86	21,87	16,18	17,35	5,76	11,03	1,57	0,69	100,31
6	26,46	21,15	16,39	17,15	5,82	11,21	1,69	0,78	100,65
7	32,41	18,1	13,42	14,41	8,29	9,04	3,67	1,11	100,45
8	31,38	17,75	14,73	15,68	7,61	9,98	2,95	1,01	101,1

Примечание: 1) здесь и в последующих таблицах всё железо приводится как $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$; 2) номера анализа соответствует точкам анализируемого феррокерсутита на рис. 2.

Note: 1) here and in all other tables the whole iron is given as $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$; 2) numbers of the analysis correspond to the points of the investigated ferrokaersutite in Fig. 2.

Таблица 2. Химический состав Fe-содержащего рутила структуры распада (мас. %)

Table 2. Chemical composition of Fe-containing rutile of the breakdown structure (wt. %)

Точка Point	TiO_2	FeO	SiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO	K_2O	Cr_2O_3	Na_2O	Сумма Total
9	69,26	11,04	7,39	6,68	4,21	1,47	1,6	–	0,42	102,07
10	69,07	12,73	6,04	7,72	3,72	1,67	1,14	0,42	–	102,51
11	68,62	13,13	6,87	6,61	3,55	2,03	0,89	0,28	–	102,20
12	65,32	13,11	9,52	7,73	4,35	1,55	1,82	–	0,42	103,82
13	66,36	14,6	6,18	9,28	3,08	1,93	0,92	–	–	102,35
14	70,56	12,24	6,7	6,28	3,5	1,4	1,02	0,41	–	102,11
15	64,67	13,33	7,3	9,87	3,51	2,39	1,11	–	–	102,17

Примечание: 1) здесь и в последующих таблицах прочерк – элемент не установлен; 2) повышенные суммы анализов объясняются возможным присутствием в составе ΣFeO значительной доли ионов Fe^{2+} .

Note: 1) here and in all the other tables «–» is the element is not determined; 2) the increased sums of analyses are explained by possible presence of considerable part of Fe^{2+} ions in ΣFeO composition.

Самородное железо, как отмечалось, образует многочисленные включения округлых зёрен, цепочковидно расположенных в матрице феррокерсутита и ориентированных субпараллельно плоскости (110) его кристалла. Наиболее крупные индивиды металла (4...13 μm) сосредоточены в цен-

тральном участке феррокерсутитовой матрицы, а обильная сыпь мелких зёрен ($\leq 1...2 \mu\text{m}$) образует линейные обособления по периферии кристалла (рис. 1). Включения каплевидных самородных металлов, в том числе железа, в породообразующих минералах отмечается многими исследователями [8–13], закономерно ориентированные удлиненные микрозёрна железа изучены в структуре распада смешанного кристалла ильменита [14]. Наблюдаемое ориентированное распределение металла Fe в амфиболовой матрице объясняется теорией роста кристалла в расплаве, содержащем посторонние механические примеси, отодвигаемые растущей гранью [15], что и предопределило линейное расположение мелких глобул железа параллельно растущей грани (110) кристалла. Границы округлых зёрен металла с минералом-хозяином резкие, прямолинейные, на более крупных индивидах Fe наблюдаются червеобразные ответвления в амфиболовую матрицу и несколько «размытые» границы (рис. 2), что объясняется частичным подплавлением недостаточно остывших глобул Fe. Концентрируются металлы между ламелями Fe-содержащего рутила, которые или огибают округлые зёрна железа, или прерываются на границе с ними (рис. 3). Подобное взаимоотношение продукта распада твёрдого раствора и округлых зёрен самородного Fe свидетельствует о захвате растущим кристаллом феррокерсутита из расплава на раннемагматической стадии (протокристаллизации) закристаллизованного в форме различных по размеру глобул металлического железа. Сферическая форма металла, как показано исследованиями самородного минералообразования в базитовых и гранитоидных магмах [16, 17], обусловлена капельно-жидкими обособлениями металлической фазы Fe из силикатного расплава.

Кристаллохимические формулы в пересчёте на феррокерсутит

1. $(\text{K}_{0,415}\text{Na}_{0,265}\text{Ca}_{2,128}\text{Mn}_{2,295}\text{Fe}_{2,256}\text{Ti}_{1,502}[\text{Al}_{1,318}(\text{Si}_{1,885}\text{Ti}_{1,115})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
2. $(\text{K}_{0,686}\text{Na}_{0,307}\text{Ca}_{2,23}\text{Mn}_{1,85}\text{Fe}_{1,887}\text{Ti}_{1,641}[\text{Al}_{1,542}(\text{Si}_{1,975}\text{Ti}_{1,023})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
3. $(\text{K}_{0,671}\text{Na}_{0,256}\text{Ca}_{1,55}\text{Fe}_{2,084}\text{Mn}_{1,94}\text{Ti}_{1,887}[\text{Al}_{1,459}(\text{Si}_{1,765}\text{Ti}_{1,235})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
4. $(\text{K}_{0,633}\text{Na}_{0,312}\text{Ca}_{1,569}\text{Fe}_{2,026}\text{Mn}_{1,885}\text{Ti}_{1,871}[\text{Al}_{1,54}(\text{Si}_{1,984}\text{Ti}_{1,016})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
5. $(\text{K}_{0,325}\text{Na}_{0,216}\text{Ca}_{1,918}\text{Fe}_{2,333}\text{Mn}_{2,223}\text{Ti}_{1,792}[\text{Al}_{1,101}(\text{Si}_{1,125}\text{Ti}_{0,873})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
6. $(\text{K}_{0,377}\text{Na}_{0,265}\text{Ca}_{2,108}\text{Fe}_{2,351}\text{Mn}_{2,43}\text{Ti}_{1,417}[\text{Al}_{1,201}(\text{Si}_{1,632}\text{Ti}_{1,368})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
7. $(\text{K}_{0,785}\text{Na}_{0,36}\text{Ca}_{1,623}\text{Fe}_{2,02}\text{Mn}_{1,905}\text{Ti}_{1,712}[\text{Al}_{1,637}(\text{Si}_{1,431}\text{Ti}_{0,569})\text{O}_{22}]\text{O}_2$
8. $(\text{K}_{0,635}\text{Na}_{0,331}\text{Ca}_{1,805}\text{Fe}_{2,212}\text{Mn}_{2,105}\text{Ti}_{1,547}[\text{Al}_{1,533}(\text{Si}_{1,294}\text{Ti}_{0,706})\text{O}_{22}]\text{O}_2$

Кристаллохимические формулы Fe-содержащего рутила

9. $(\text{Ti}_{0,708}\text{Fe}_{0,137}\text{Si}_{0,114}\text{Mn}_{0,077}\text{Al}_{0,068}\text{K}_{0,028}\text{Ca}_{0,021}\text{Na}_{0,011})_{1,163}\text{O}_2$
10. $(\text{Ti}_{0,694}\text{Fe}_{0,169}\text{Si}_{0,103}\text{Mn}_{0,096}\text{Al}_{0,064}\text{Ca}_{0,026}\text{K}_{0,021}\text{Cr}_{0,005})_{1,179}\text{O}_2$
11. $(\text{Ti}_{0,712}\text{Fe}_{0,163}\text{Si}_{0,095}\text{Mn}_{0,089}\text{Al}_{0,058}\text{Ca}_{0,03}\text{K}_{0,016}\text{Mg}_{0,005}\text{Cr}_{0,003})_{1,17}\text{O}_2$
12. $(\text{Ti}_{0,672}\text{Fe}_{0,15}\text{Si}_{0,13}\text{Mn}_{0,095}\text{Al}_{0,07}\text{K}_{0,032}\text{Ca}_{0,023}\text{Na}_{0,011})_{1,184}\text{O}_2$
13. $(\text{Ti}_{0,711}\text{Fe}_{0,174}\text{Mn}_{0,112}\text{Si}_{0,088}\text{Al}_{0,052}\text{Ca}_{0,03}\text{K}_{0,016})_{1,183}\text{O}_2$
14. $(\text{Ti}_{0,725}\text{Fe}_{0,163}\text{Si}_{0,091}\text{Mn}_{0,084}\text{Al}_{0,056}\text{Ca}_{0,02}\text{K}_{0,018}\text{Cr}_{0,004})_{1,162}\text{O}_2$
15. $(\text{Ti}_{0,691}\text{Fe}_{0,158}\text{Mn}_{0,119}\text{Si}_{0,104}\text{Al}_{0,059}\text{Ca}_{0,036}\text{K}_{0,02})_{1,186}\text{O}_2$

Химический состав самородного металла, проанализированный в различных его зёрнах (рис. 4), отвечает практически чистому железу с примесью Ti (1,21...3,09 ат. %) и Mn, не превышающего 0,56 ат. % (табл. 3).

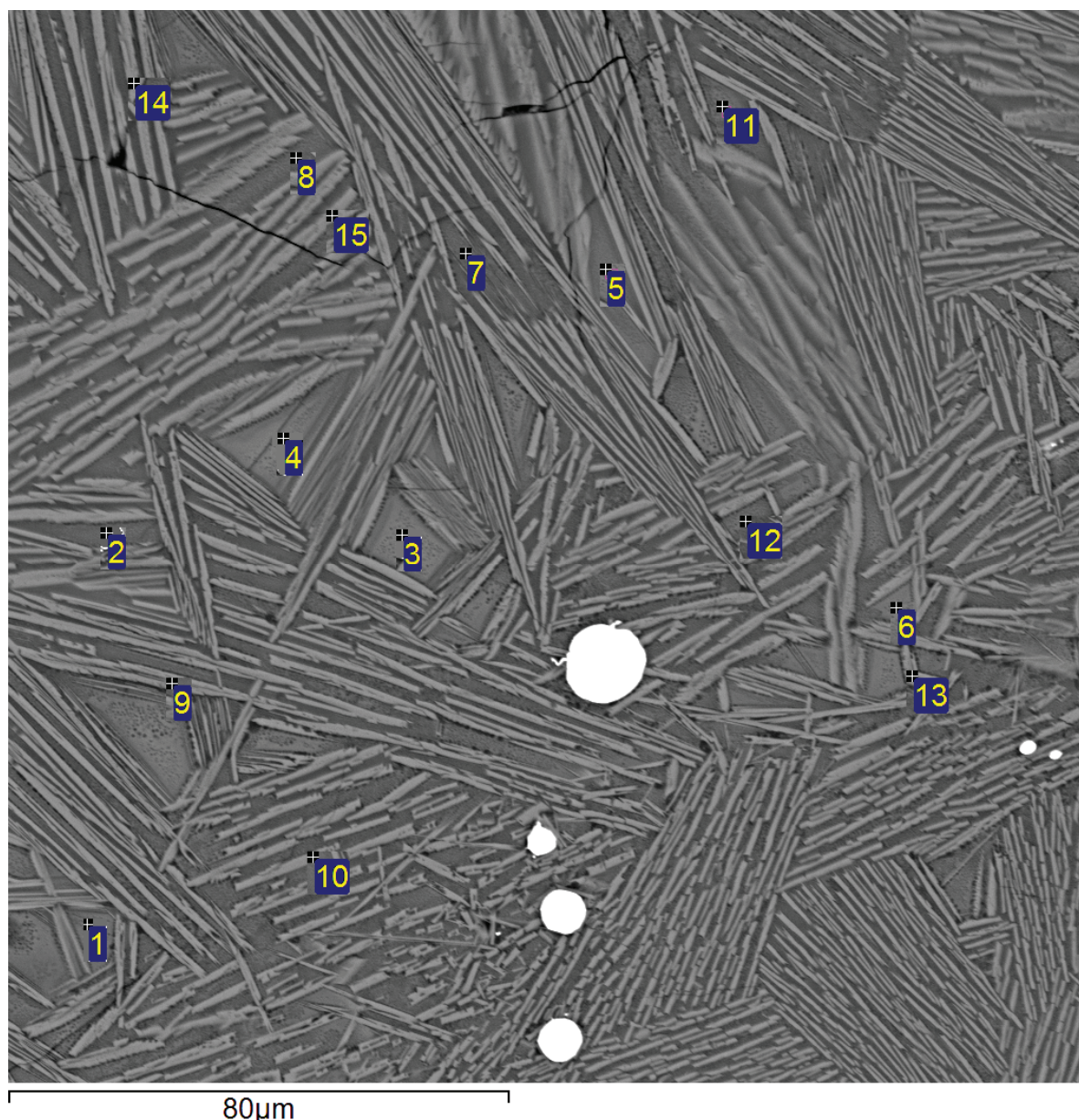


Рис. 2. Фрагмент структуры распада феррокерсутита: тёмно-серое – феррокерсутит; светло-серые вытянутые ламели – Fe-содержащий рутил; белые округлые зёрна – самородное железо. Цифры 1–8 соответствуют точкам анализа феррокерсутита, 9–15 – точкам анализа ламелей Fe-содержащего рутила

Fig. 2. Fragments of the structure of ferrokaersutite breakdown: dark-grey – ferrokaersutite; light-grey drawn lamellae – Fe-containing rutile; white rounded grains – native iron. 1–8 correspond to the points of analysis of ferrokaersutite, 9–15 correspond to the points of analysis of Fe-containing rutile lamellae

В магнитной фракции этой же протоочки плагиогранита диагностировано два зерна металида Fe в форме мелких сферул размером не более 0,15...0,2 мм с микропористой, участками ямчатой или бугорчатой поверхностью рельефа. Электронно-микроскопическими исследованиями среза глобуля чётко проявляются его неровные, залистые или выступающие границы (рис. 5). Химический состав, проанализированный по профилю зерна, отвечает беспримесному железу с содержанием Fe 99,18...100,5 ат. %. По периферии зерна

наблюдаются микронных размеров округлые пустотки, появление которых многими исследователями самородного железа объясняется присутствием в растворённой форме и в виде газовых включений компонентов флюида, главным образом водорода [17]. Судя по чистоте химического состава металида Fe, обособление его капель от силикатной матрицы произошло в высокотемпературных условиях, близких к температуре плавления железа (1535 °C). При кристаллизации глобуля Fe и последующих фазовых его превращений в

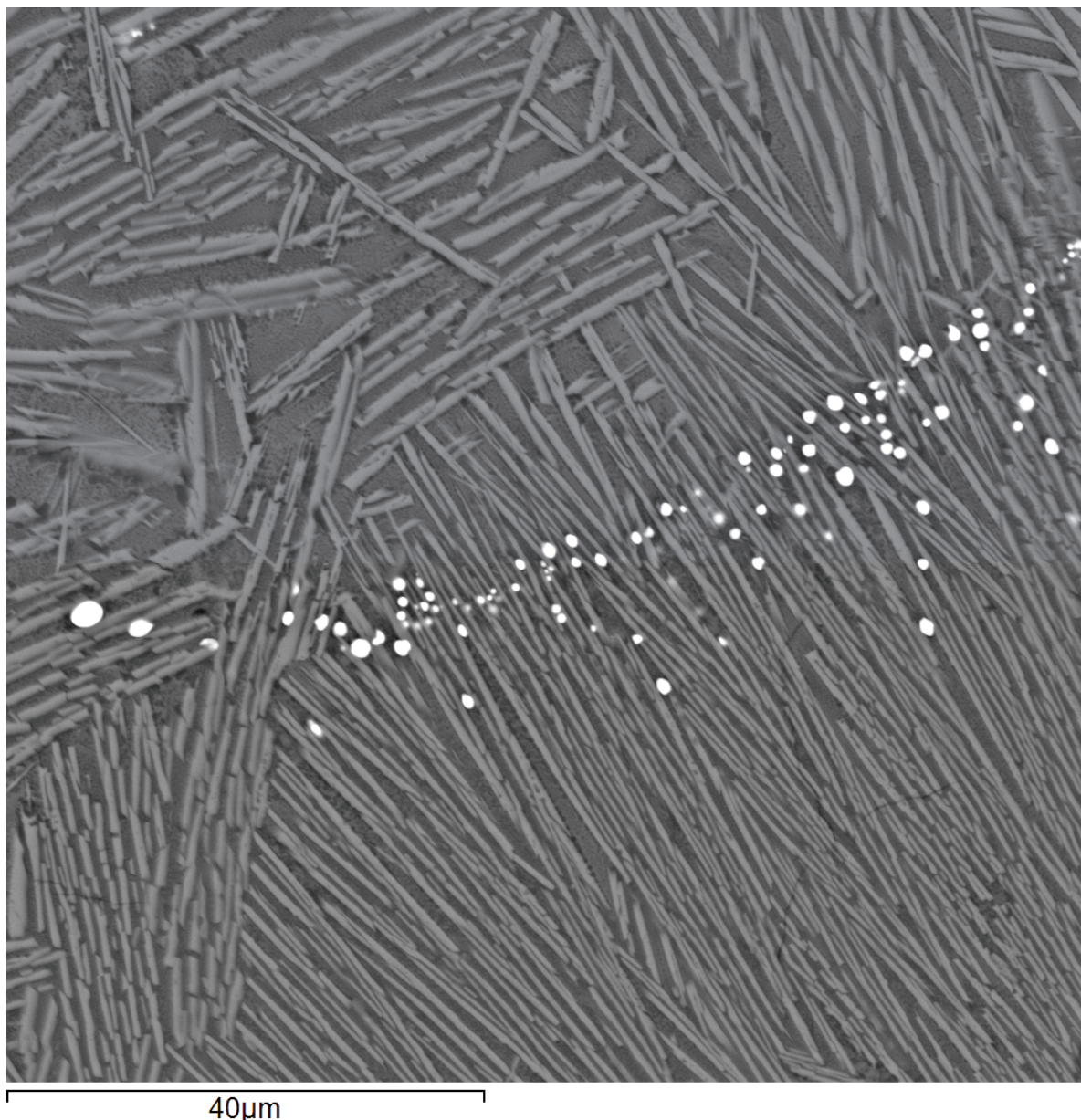


Рис. 3. Цепочковидное распределение металллов железа в феррокерсутите; ламели Fe-содержащего рутила (светлые) огибают каплевидные включения Fe или прерываются на границе с ними

Fig. 3. Catenate distribution of iron metallides in ferrokaersutite; lamellae of Fe-containing rutile (light) pass around the drop-shaped Fe impurities or break up on the boundary with them

условиях понижающейся температуры расплава и невысоком парциальном давлении кислорода ($\lg f_{O_2} = -17,5 \dots -13,5$) [3] глобуль Fe, не затронутый процессом окисления, сохранился в качестве включения в раннемагматическом минерале, видимо, кварце, реликтовые зёрна которого диагностированы в микроямках поверхности глобуля. Неровности поверхности рельефа объясняются нахождением его в форме включений в раннемагматических минералах и деформацией в процессе механического дробления материала пробы.

Таблица 3. Химический состав самородного железа (ат. %)

Table 3. Chemical composition of native iron (at. %)

Элементы Elements	1	2	3	4	5	6	7
Fe	99,79	99,47	98,50	98,47	98,66	97,42	97,68
Ti	1,21	1,32	1,64	2,06	1,76	3,09	2,75
Mn	0,19	0,21	0,45	0,32	0,26	0,56	0,32
Сумма/Total	101,19	100,97	100,59	100,85	100,68	101,07	100,75

Примечание: порядковые номера соответствуют точкам анализируемых зёрен железа на рис. 4.

Note: index numbers correspond to the points of the investigated grains in Fig. 4.

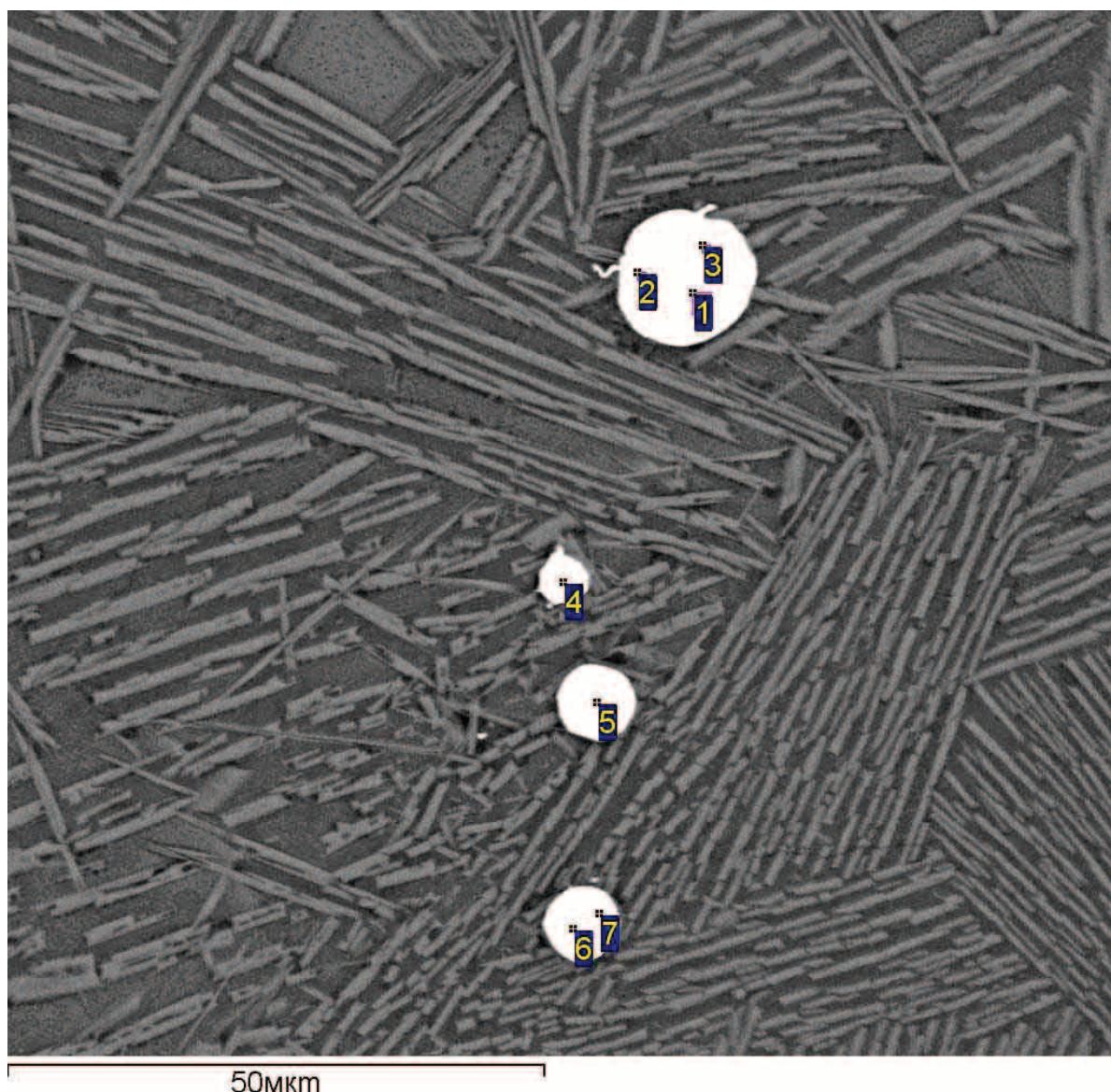


Рис. 4. Включения самородного железа в феррокерсутите; цифрами обозначены анализируемые точки зёрен

Fig. 4. Native iron impurities in ferrokaersutite; the investigated points of grains are marked with the figures

Таким образом, в изученных гранитоидах главной фазы комплекса самородные металлы железа с примесью Ti, Mn и беспримесное железо (феррит) установлены лишь в плагиограните Новониколаевского массива (г. Россыпуха). Глобулы (Fe, Ti, Mn), преимущественно микронных размеров, оказались законсервированными в феррокерсутите – ксеногенном амфиболе для гранитных пород. Появление ксенокристалла феррокерсутита, присутствие в продукте его распада – железосодержащем рутиле примеси Cr, типоморфного элемента базитовых магм, обязано порции реликтового габброидного расплава, поступившего с плагиогранитной магмой в камеру кристаллизации. Судя по химическому составу феррокерсутита (обогащённость титаном, железом, обилие включений глобулей ме-

таллидов), инъецированный ксеногенный материал, по сути, представлял собой металлизированный расплав основного состава, производный первой габброидной фазы. В гранитоидах завершающих третьей и четвертой фаз внедрения – лейкоплагиогранитах и лейкогранитах, самородное железо среди аксессуарных минералов, а также в форме включений в породообразующих не установлено. Лишь в роговообманковом лейкоплагиогранит-порфире 3 фазы (Новониколаевский массив) отмечено сферическое зерно магнетита размером 0,1...0,15 мм железо-чёрного цвета с металлическим блеском. В срезе глобуль имеет однородное строение (рис. 6), довольно выдержанный химический состав, проанализированный по диаметру зерна, и отвечает практически чистому магнетиту с незначительной

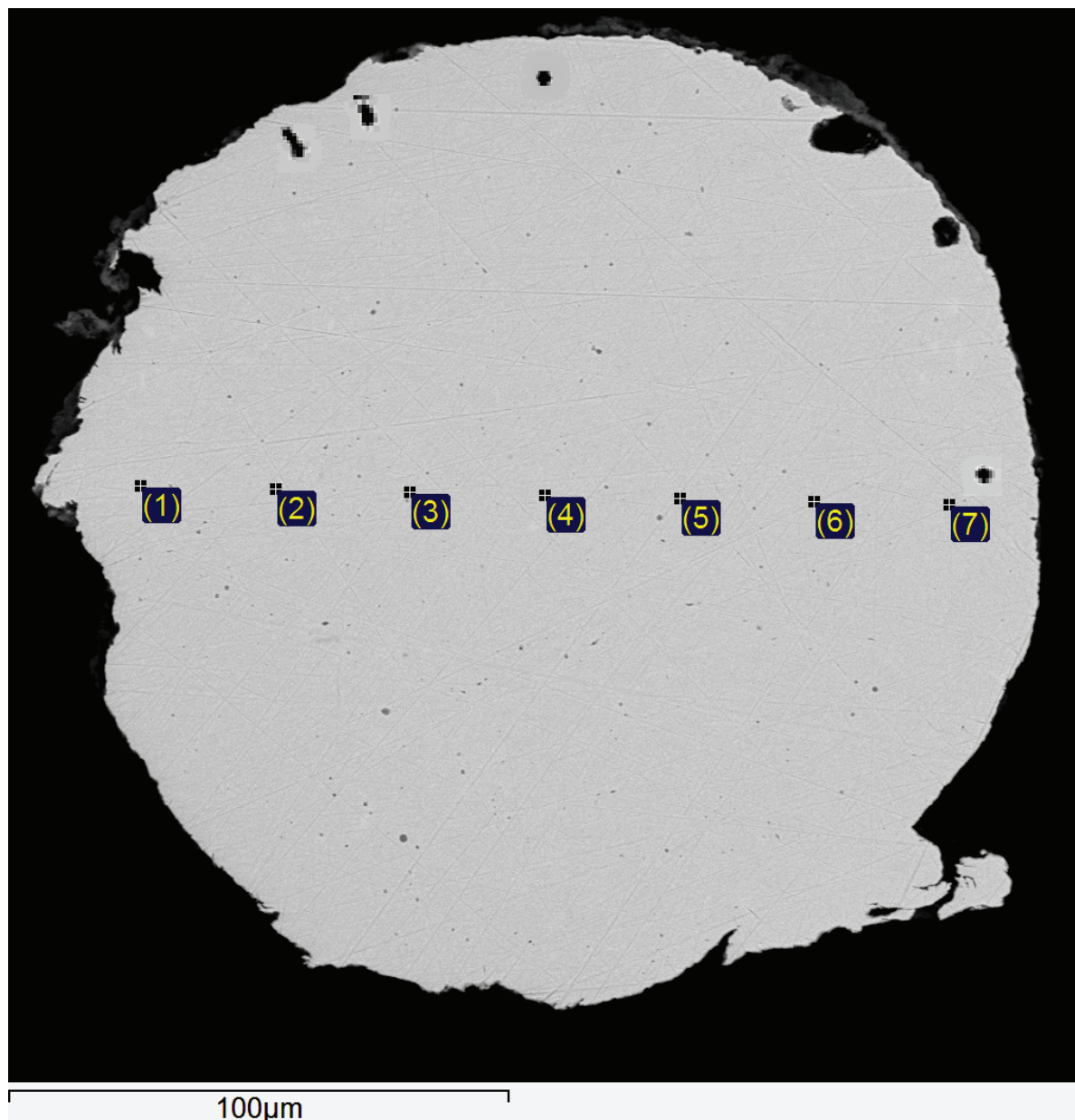


Рис. 5. Округлое зерно самородного железа с извилистыми границами; по краю зерна тёмно-серые округлые пустотки газовых пузырьков

Fig. 5. Rounded grain of native iron with wavy boundaries; dark-grey rounded blebs on the periphery of the grain

примесью Mn (табл. 5). В центральном участке зерна наблюдается овальной формы пустотка размером $60 \times 35 \text{ мкм}$ (рис. 6), и не исключается её принадлежность ядру железа, выпавшему из магнетитовой матрицы в процессе подготовки препарата. Шаровые оболочки магнетита вокруг ядер железа в магматических породах отмечаются многими исследователями [8–10, 18]. Согласно существующим представлениям [17, 19], окисление капель жидкого Fe происходит в раннемагматическую стадию в условиях понижения температуры и повышения кислородного потенциала по схеме: $\text{Fe} \rightarrow \text{иоцит}$ $\text{FeO} \rightarrow \text{магнетит}$ $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Проведёнными элек-

тронно-микроскопическими исследованиями выделений промежуточной иоцитовой фазы в магнетитовой матрице не установлено, что, видимо, связано с резкой сменой умеренно-восстановительных условий кристаллизации на окислительные, неблагоприятные для обособления иоцита. Отсутствие в составе сферического магнетита примесей Ti, Al, Si, типоморфных для акцессорного титаномагнетита рассматриваемых пород [1–3], является следствием раннемагматического высокотемпературного окисления капельно-жидкого железа в условиях повышенной активности кислорода и относительной «сухости» расплава.

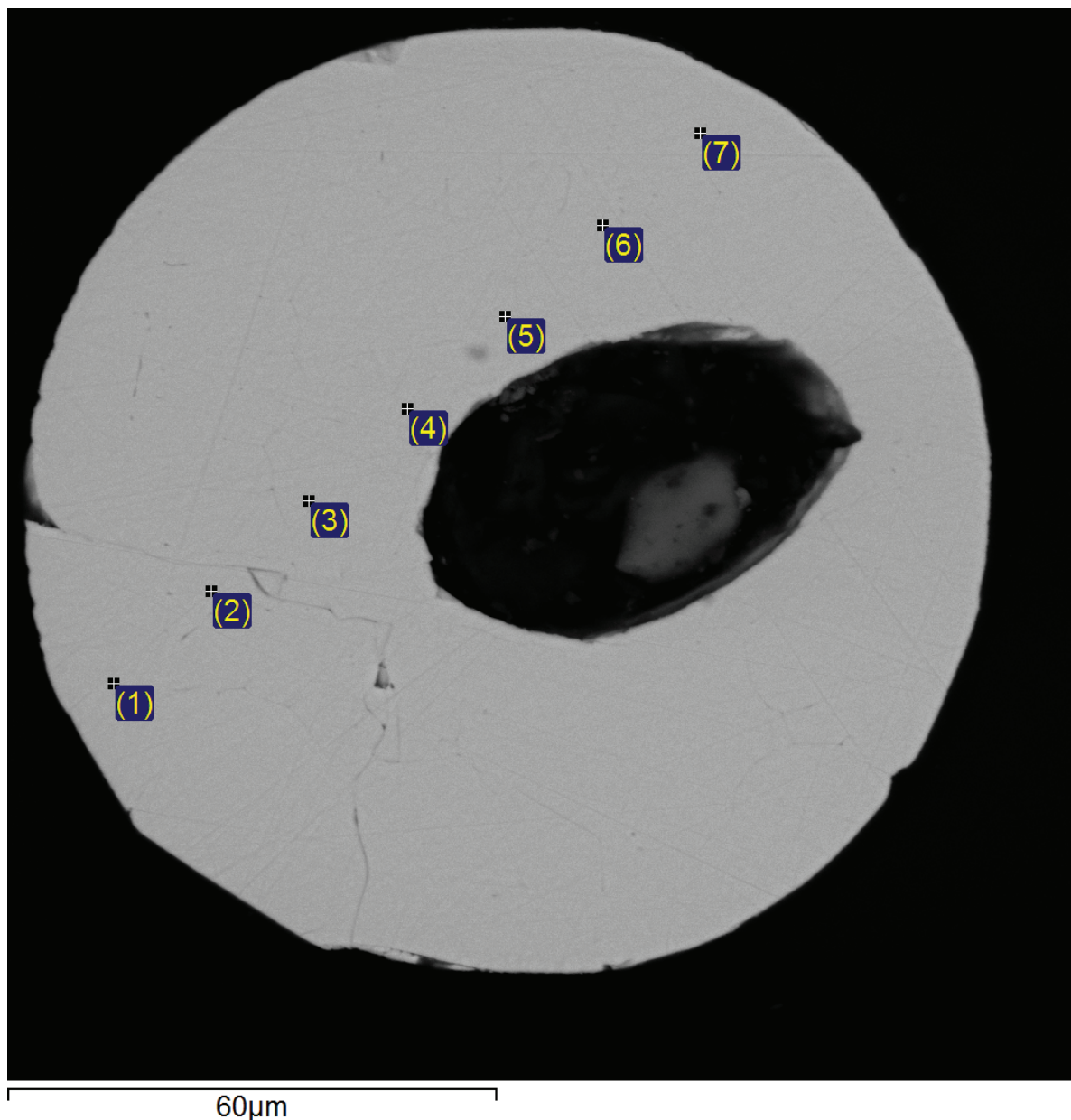


Рис. 6. Строение среза глобуля магнетита; в центре зерна тёмно-серое – пустотка

Fig. 6. Magnetite globule section structure; bleb is the dark-grey spot in the center of the grain

Таблица 5. Химический состав глобуля магнетита (мас. %)

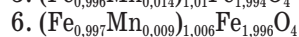
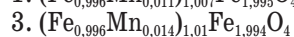
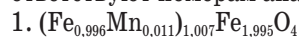
Table 5. Chemical composition of magnetite globule (wt. %)

Окислы/Oxides	1	2	3	4	5	6	7
FeO	30,12	30,34	30,49	30,03	30,26	29,98	30,33
Fe ₂ O ₃	66,95	67,45	67,78	66,76	67,25	66,64	67,43
MnO	0,33	0,41	0,33	0,27	0,33	0,29	0,28
Сумма/Total	97,4	98,2	98,6	97,06	97,84	96,91	98,04

Примечание: 1) содержание FeO и Fe₂O₃ получены пересчётом суммарного содержания железа пропорционально их стехиометрическому соотношению в магнетите; 2) порядковые номера соответствуют анализируемым точкам зерна магнетита, обозначенных на рис. 6.

Note: 1) FeO and Fe₂O₃ contents were obtained by recalculation of total iron content proportionally to stoichiometric ratio in magnetite; 2) index numbers correspond to the studied points of magnetite grains marked in Fig. 6.

Кристаллохимические формулы магнетита (соответствуют номерам анализа):



Закключение

Из изложенного материала следует, что в процессе становления в средне-верхнедевонское время полифазного алейско-змеиногорского гранитоидного комплекса проявилась металлизация магматического расплава железо-титан-марганцевой и ферритовой направленности. В настоящее время общепризнано объяснение сферической формы индивидов самородных металлов как результат их

ликвационного обособления из алюмосиликатного расплава в виде рудных капель, восстановленных под воздействием интрателлурического флюида, содержащего H , CH_4 , CO и др. [4, 10]. На резко восстановительный режим флюидов на ранних этапах эволюции «сухих» высокотемпературных алюмосиликатных расплавов указывается рядом исследователей [20], однако масштабность процесса металлизации в производных последовательных инъекций расплава была резко различной. Наиболее активно процесс ликвации железо-титан-марганцевых металлов проявился в базитовом расплаве, сформировавшем габброиды первой фазы внедрения, на что указывает присутствие в плагиограните главной фазы ксеногенных кристаллов феррокерсутита, геденбергита – типоморфных минералов габброидных магм. Обильные включения законсервированных в феррокерсутите округлых зёрен металлов (Fe, Ti, Mn), нахождение среди аксессуаров феррита в значительной мере обязано металлизированному габброидному расплаву, поступившему в камеру кристаллизации в процессе продвижения плагиогранитной магмы главной интрузивной фазы. Ликвация капель металлов (Fe, Ti, Mn) и феррита в габброидном расплаве, видимо, имела место в промежуточном мантийном очаге под воздействием восстановительных интрателлурических флюидов, водородных и углеводородных по составу. Судя по насыщенности феррокерсутита K_2O , мантийные флюиды транспортировали калий, который в форме легколетучих бескислородных соединений может также выступать в роли восстановителя [17]. Температура отделения металлических фаз железа с примесью Ti , Mn и беспримесного косвенно оценивается по их парагенетической ассоциации с корундом, рутилом, температура плавления которых более $1500\text{ }^{\circ}C$. Согласно диаграмме устойчивости самородных металлов, окислов и силикатов в зависимости от температуры и фугитивности кислорода [17], совместное нахождение самородного железа, корунда, рутила возможно при температуре до $1550\text{ }^{\circ}C$ в интервале значений lgf_{O_2} от -30 до -25 . Подобные значения T и f_{O_2} наиболее вероятны для глубинного промежуточного магматического очага. Видимо, на раннем этапе развития габброидного магматизма существовали благоприятные условия для формирования и отделения флюидного рудного

расплава, обогащенного железом, титаном, марганцем. Сохранению устойчивости отделившейся металлической фазы железа способствовала также весьма низкая активность серы в магматическом расплаве.

Редкие находки глобулей железа в гранитоидных дифференциатах заключительных фаз свидетельствуют о существовавших условиях для восстановления и ликвации металлической фазы Fe , которые могли реализоваться как в мантийном промежуточном очаге, так и в процессе продвижения расплава по магнеподводящему каналу. Однако весьма ограниченная распространённость аксессуарных металлов железа, в том числе продукта их окисления – глобулей магнетита, связана с ослаблением режима водородно-углеродистых мантийных флюидов, ростом кислородного потенциала и щёлочности заключительных порций лейкогранитного расплава. На высокий кислородный потенциал формирования лейкократовых гранитов заключительной фазы, их обогащённость железом указывает широко распространённый раннемагматический аксессуарный гематит, повышенные железистость и титанистость хлорбиотита, неструктурная примесь Fe^{3+} в плагиоклазе, калишпате.

Выводы

1. На начальной стадии эволюции полифазной магматической системы – этапе формирования габброидного расплава в условиях высоких температур и «сухости» расплава под воздействием интрателлурических водородно-углеродистых флюидов и при участии бескислородных соединений калия, проявилась интенсивная ликвация металлической фазы железа с примесью Ti и Mn из габброидного расплава и создавала на раннем этапе предпосылки для формирования рудоносных магматических систем.
2. В процессе длительно эволюционирующего гранитоидного расплава в мантийном промежуточном очаге резко восстановительный режим флюидов сменялся на возрастающую фугитивность кислорода, повышающуюся щёлочность расплава, что не способствовало проявлению процесса металлизации лейкогранитного расплава заключительной фазы становления гранитоидного комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Туркин Ю.А. Тоналит-плагиогранит-лейкогранитовая формация Рудного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2009. – № 2. – С. 70–79.
2. Туркин Ю.А., Новоселов К.Л. Петролого-геохимические особенности девонских гранитоидов северо-западной части Рудного Алтая // Известия ТПУ. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 5–15.
3. Новоселов К.Л., Туркин Ю.А. Типоморфизм аксессуарного титаномagnetита девонских гранитоидов северо-западной части Рудного Алтая // Известия ТПУ. – 2014. – № 1. – Т. 324. – С. 5–14.
4. Маракушев А.А. Петрогенезис. – М.: Недра, 1988. – 293 с.
5. Минералы. Справочник, Т. III, вып. 3. – М.: Изд-во «Наука», 1981. – 397 с.
6. Пятенко Ю.А., Воронков А.А., Пудовкина З.В. Минералогическая кристаллохимия титана. – М.: Наука, 1976. – 155 с.
7. Бритвин С.Н. Сложные оксиды и силикаты титана, ниобия и тантала в щелочных системах: кристаллохимия, условия образования, свойства и новые области применения: автореф. дис. ... д-ра наук. – СПб., 2013. – 42 с.
8. Трунилина В.А. Самородные металлы и интерметаллические соединения в магматических породах Верхояно-Колымских мезозоид // Самородное металлообразование в магматическом

- процессе: сб. науч. трудов. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 157–176.
9. Сандимирова Е.И. Микросферы как индикаторы флюидных (флюидно-магматических) процессов областей современного вулканизма // Вулканизм и геодинамика: IV Всеросс. симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. – Петропавловск-Камчатский, 2009. – С. 806–809.
 10. Гребенников А.В. Эндогенные сферулы мел-палеогеновых игнимбритовых комплексов Якутинской вулcano-тектонической структуры (Приморье) // Зап. Рос. Минер. общ-ва. – 2001. – Ч. СХХХ. – № 3. – С. 56–68.
 11. Fredriksson K., Martin R. The origin of black spherules found in Pacific islands, deep-sea sediments, and Antarctic ice // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. – 1963. – V. 27. – P. 245–248.
 12. Lefe'vre R., Gaudichet A., Billon-Galland M.A. Silicate microspherules intercepted in the plume of Etna volcano // *Nature*. – 1986. – V. 322. – P. 817–820.
 13. McCall G.J.H. Tectites: Showers of Glass from the Sky. – London, Geological Society, 2001. – 256 p.
 14. Haggerty S.E., Toft P.B. Native iron in the continental lower crust: petrological and geophysical implications // *Science*. – 16 August 1985. – V. 229. – P. 647–649.
 15. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. – М.: Наука, 1973. – 328 с.
 16. Самородное металлообразование в магматическом процессе: сб. науч. трудов. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – 184 с.
 17. Самородное металлообразование в платформенных базитах / Б.В. Олейников, А.В. Округин, М.Д. Томшин и др. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 188 с.
 18. О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления / В.Д. Тянь, П.В. Ермолов, Н.В. Попов, Т.К. Рафиков // *Геология и геофизика*. – 1976. – № 5. – С. 48–54.
 19. Оценка физико-химических условий появления и устойчивости самородных металлов в магматических образованиях / И.А. Зотов, Б.В. Олейников, А.В. Округин, Е.Б. Курдюков // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 255. – № 5. – С. 1260–1264.
 20. Флюидный режим Земли и проблема крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов) / В.С. Кузубный, А.Л. Павлов, Ф.М. Ананьев и др. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ие, 1991. – 161 с.

Поступила 07.07.2015 г.

UDC 549.26:549.643.25:553.212

GENETIC FEATURES OF NATIVE IRON AND PRODUCTS OF ITS OXIDATION IN DEVONIAN GRANITOIDS OF THE ALEYSK-ZMEINOGORSKY COMPLEX (NORTH-WESTERN AREA OF RUDNY ALTAI)

Konstantin L. Novoselov,

National Research Tomsk Polytechnic University, 30, Lenin avenue, Tomsk, 634034, Russia. E-mail: nkonstantin1@rambler.ru

The relevance of researching the native iron-ore mineral formation is determined by identifying mineralogical and physical and chemical criteria for potential ore bearing of the polyphase Aleysk-Zmeinogorsky granitoid complex which occupies the most north-western part of the Russian Rudny Altai territory.

The aim of the research is a detailed and comprehensive description of morphology, chemical composition, occurrence, paragenesis and time of native iron metallides segregation in the course of evolutionary development of a fluid-magmatic system.

Research methods include conventional mineralogical and petrographical methods, as well as mineragraphic methods targeting at investigation of the accessory native iron and its associated minerals obtained from crashed granitoid samples according to a common procedure. To carry out analytical studies, the author used the X-ray spectral analysis methods performed on an electronic scanning microscope JSM-6510LV (Jeol Ltd) fitted with an energy-dispersive spectrometer INCA Energy 350+ in a laboratory of the Geology and Mineralogy Institute of the Siberian branch of the Russian Academy of Science (Novosibirsk) (by an analyst M.V. Khlestov).

Research outcomes. The author identified the presence and distribution of accessory native iron microspheres in rocks of successive phases of the granitoid complex formation and singled out two microsphere varieties by chemical composition, i. e. iron with Ti and Mn impurities and pure iron (ferrite); thoroughly studied the structure, chemical composition and breakdown structure of a xenogenic crystal of ferrokaersutite genetically related to a metalized gabbroid silicate melt supplied to the hypabyssal crystallization chamber by plagiogranitic melt in plagiogranitic rocks of the main intrusion phase. Paragenetic associations of native iron, as well as location and conditions of native Fe phase segregation out of a silicate melt of the native phase were identified.

Conclusions. A liquation separation of a metallic phase of iron, including iron with Ti, Mn impurities, clearly manifested itself at an early magmatic stage of a gabbroid melt formation in an intermediate vent under the effect of a reducing intratelluric hydrogen-carbonic fluid together with active action of potassium. The limited occurrence of native Fe globules in derived granitoid melts, especially in finishing leucogranit differentiates, are related to weakening the reducing character of mantle fluids which are displaced by the hyperalkaline fluids with increased potential oxygen. The obtained new data have high petrological importance and practical value for identifying a potential productivity of a granitoid complex for iron-titanium ore mineralization.

Key words:

Globules, native iron, ferrokaersutite, breakdown structure of a solid solution, granitoids.

REFERENCES

1. Turkin Yu.A. Tonalit-plagiogranit-leykogranitovaya formatsiya Rudnogo Altaya [Tonalite-plagiogranite-leucogranite formation of Rudny Altai]. *Prirodnye resursy Gornogo Altaya*, 2009, no. 2, pp. 70–79.
2. Turkin Yu.A., Novoselov K.L. Petrologo-geokhimicheskie osobennosti devonskikh granitoidov severo-zapadnoy chasti Rudnogo Altaya [Petrological and geochemical features of Devonian granitoids in north-west part of Rudny Altai]. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2012, vol. 321, no. 1, pp. 5–15.
3. Novoselov K.L., Turkin Yu.A. Tipomorfizm aktsessornogo titanomagnetita devonskikh granitoidov Severo-zapadnoy chasti Rudnogo Altaya [Accessory titanomagnetite typomorphism of Devonian granitoids in north-western area of Rudny Altai]. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2014, vol. 324, no. 1, pp. 5–14.
4. Marakushev A.A. *Petrogenesis* [Petrogenesis]. Moscow, Nedra Publ., 1988. 293 p.
5. *Mineraly. Spravochnik* [Minerals]. Moscow, Nauka Publ., 1981. Vol. III, Iss. 3. 397 p.
6. Pyatenko Yu.A., Voronkov A.A., Pudovkina Z.V. *Mineralogicheskaya kristalloghiya titana* [Mineralogical crystallochemistry of titanium]. Moscow, Nauka Publ., 1976. 155 p.
7. Britvin S.N. *Slozhnye oksidy i silikaty titana, niobiya i tantala v shchelochnykh sistemakh: kristalloghiya, usloviya obrazovaniya, svoystva i novye oblasti primeneniya*. Dis. Doct. nauk [Complex oxides and silicates of titanium, niobium and tantalum in alkali systems: crystal chemistry, conditions of formation, properties and new applications. Dr. Diss.]. St-Petersburg, 2013. 42 p.
8. Trunilina V.A. Samorodnye metally i intermetallicheskie soedineniya v magmaticheskikh porodakh Verkhoyano-Kolymskikh mezozoid [Native metals and intermetallic compounds in magmatic rocks of Verkhoyansk-Kolymsky mesozoids]. *Samorodnoe metallobrazovanie v magmaticheskom protsesse: Sbornik nauchnykh trudov* [Standard metal-formation in magmatic process: proc.]. Yakutsk, YaNTs SO AN SSSR Press, 1991. pp. 157–176.
9. Sandimirova E.I. Mikrosferuly kak indykatory flyuidnykh (flyuidno-magmaticheskikh) protsessov oblastey sovremennogo vulkanizma [Microspherules as indicators of fluid (fluid-magmatic) processes occurring in areas of present volcanism]. *Vulkanizm i geodinamika. IV Vserossiyskiy simpozium po vulkanologii i paleo-vulkanologii* [Volcanism and geodynamics. IV All-Russian symposium in volcanology and paleo-volcanology]. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2009. pp. 806–809.
10. Grebennikov A.V. Endogennyye sferuly mel-paleogenovykh ignimbritovykh kompleksov Yakutinskoj vulkano-tektonicheskoy struktury (Primore) [Endogeneous spherules of cretaceous-paleogene ignimbrite complexes of Yakutinsky volcanic-tectonic structure]. *Zapiski RMO*, 2001, no. 3, P. CXXXX, pp. 56–68.
11. Fredriksson K., Martin R. The origin of black spherules found in Pacific islands, deep-sea sediments, and Antarctic ice. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1963, vol. 27, pp. 245–248.
12. Lefe'vre R., Gaudichet A., Billon-Galland M.A. Silicate microspherules intercepted in the plume of Etna volcano. *Nature*, 1986, vol. 322, pp. 817–820.
13. McCall G.J.H. *Tectites: Showers of Glass from the Sky*. London, Geological Society, 2001. 256 p.
14. Haggerty S.E., Toft P.B. Native iron in the continental lower crust: petrological and geophysical implications. *Science*, 16 august 1985, vol. 229, pp. 647–649.
15. Lemmleyn G.G. *Morfologiya i genezis kristallov* [Morphology and genesis of the crystals]. Moscow, Nauka Publ., 1973. 328 p.
16. *Samorodnoe metallobrazovanie v magmaticheskom protsesse: Sbornik nauchnykh trudov* [Native metals formation in magmatic process]. Yakutsk, YaNTs SO AN SSSR Press, 1991. 184 p.
17. Oleynikov B.V., Okrugin A.V., Tomshin M.D. *Samorodnoe metallobrazovanie v platformennykh bazitakh* [Native metals formation in platform basites]. Yakutsk, YaF SO AN SSSR Press, 1985. 188 p.
18. Tyan V.D., Ermolov P.V., Popov N.V., Rafikov T.K. O magmaticheskoy prirode samorodnogo zheleza v granitoidakh i produktakh ego okisleniya [About the magmatic nature of native iron in granitoids and products of its oxidation]. *Geologiya i geofizika*, 1976, no. 5, pp. 48–54.
19. Zotov I.A., Oleynikov B.V., Okrugin A.V., Kurdyukov E.B. Ot-senka fiziko-khimicheskikh usloviy poyavleniya i ustoychivosti samorodnykh metallov v magmaticheskikh obrazovaniyakh [Assessment of physical and chemical conditions of occurrence and sustainability of native metals in magmatic formations]. *Doklady AN SSSR*, 1980, vol. 255, no. 5, pp. 1260–1264.
20. Kuzebnyy V.S., Pavlov A.L., Anan'ev F.M. *Flyuidnyy rezhim Zemli i problema krupnomasshtabnogo rudoobrazovaniya (na primere khalkofilnykh metallov)* [Earth's fluid conditions and the issue of large-scale ore formation on the example of chalcophilic metals]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1991. 161 p.

Received: 07 July 2015.