

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНО-МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДВУПИРОКСЕНОВОМ ГАББРО МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). II. СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЭВОЛЮЦИИ РУДОНОСНОГО РАСПЛАВА

© 2016 г. В. В. Холоднов*, Е. С. Шагалов*,**, Т. Д. Бочарникова*, Е. В. Коновалова*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
**Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
E-mail: holodnov@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 23.03.2015 г.

Принята в печать 01.06.2015 г.

В данной статье на основании новых петрохимических и геохимических данных (часть I) с использованием специфики в составах породообразующих и рудных минералов (часть II) определены условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения. Выделены два этапа в образовании густовкрапленного оруденения, которые имеют место и в ритмично-расслоенном амфибол-сосюритовом габбро этого месторождения (ранний кумулятивно-магматический), и в рудном двупироксеновом габбро (позднемагматический субсолидусный). Стадийность рудогенеза на позднемагматическом этапе связана с неравновесностью богатого водой и хлором остаточного флюидизированного расплава по отношению к ранее выделившимся породообразующим и рудным минералам (пироксенам, плагиоклазу, титаномагнетиту и ильмениту), образующим первичный магматический каркас и расслоенность рудоносных пород.

Ключевые слова: *кусинско-копанский интрузивный комплекс, магнетит-ильменитовые месторождения, состав, возраст, генезис пород и руд Медведевского месторождения, стадийность рудогенеза, флюидный режим, состав и содержание галогенов.*

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа (часть II) продолжает публикацию результатов, полученных в ходе изучения состава и условий формирования различных рудно-магматических образований Медведевского расслоенного массива и одноименного крупного титаномагнетит-ильменитового месторождения [5, 20, 24]. На Медведевском месторождении, которое вскрывается карьером, исследованы две рудоносные серии пород. Одна образована амфибол-сосюритовым ритмично-расслоенным габбро с пластами анортозитов и маломощными пластообразными залежами массивных титаномагнетитовых руд. Вторая представлена рудным двупироксеновым габбро, по составу варьирующим от более богатого рудной минерализацией двупироксенового габбро (проба Кс-718) до более лейкократового безрудного габбро (проба Кс-772).

В предшествующей опубликованной работе (часть I данной статьи [24]) была дана в кратком виде характеристика состава, геолого-структурной позиции и геологического строения Медведевско-

го месторождения, приведены новые данные петрохимического состава пород и руд Медведевского месторождения, данные по геохимии микроэлементов. Установлено, что двупироксеновое габбро по химическому составу и содержаниям микроэлементов обнаруживает как элементы сходства, так и некоторые важные отличия от сосюритизированной ритмично-расслоенной серии. Сделан вывод о том, что элементы петрохимического и геохимического сходства характеризуют генетическую близость той и другой рудоносной серии на уровне общего магматического источника либо единой промежуточной интрузивной камеры, где в результате процессов дифференциации и были сформированы исходные расплавы этих двух рудоносных серий. Последовательное внедрение рудоносных магм из промежуточной камеры или магматического очага в зону тектонически активного Зюраткульского рифтогенного разлома и определяет первичную стадийность рудообразования на Медведевском, Кусинском и других месторождениях, возникшую в результате неоднократных инъекций в структуру месторождений рудоносных магм. Ра-

нее данные о составе и условиях образования исходных рудоносных магм для различных месторождений кусинско-копанского рудно-магматического комплекса были опубликованы в [13, 14].

Было показано, что в координатах $Fe/Fe + Mg - Fem/Fem + An$ габброиды всех массивов кусинско-копанского комплекса образуют компактное поле, отвечающее котектике $Cpx-Orx-Plg$ при общем давлении 7–8 кбар. Это давление и характеризует условия образования (первичное фракционирование) исходных расплавов для Медведевского и других месторождений в такой промежуточной камере. Область кристаллизации этих магматических расплавов при формировании массивов и месторождений отвечает уже меньшему давлению и составляет для Копанского массива и месторождения 1–2 кбар, для Маткальского – 3–4, для Медведевского месторождения – 4–6 и Кусинского – 6–7 кбар. Низкая магнезиальность габброидов всех массивов в составе кусинско-копанского комплекса, которая практически не поднимается выше 0.50, позволяет предположить, что на уровне современного эрозионного среза массивы и месторождения этого комплекса сложены не продуктами кристаллизации каких-то первичных расплавов, а их обогащенными железом и титаном дифференциатами. Интенсивная же амфиболизация пород более глубоких северных массивов – Медведевского и Кусинского – обусловлена повышенным общим и водным давлением, она приводит к образованию амфиболового габбро и габбро-амфиболитов.

Вместе с тем было установлено, что двупироксеновое габбро относительно амфибол-сосюритового ритмично-расслоенного габбро Медведевского месторождения выделяется существенно более высокими содержаниями сидерофильных элементов V, Cr, Ni. Такая геохимическая особенность свидетельствует о том, что образование исходного расплава для рудоносного двупироксенового габбро происходило на большей глубине, возможно в придонной части промежуточной интрузивной камеры. Здесь в составе флюидов концентрировался и хлор, как это обычно наблюдается в придонной части эталонных расслоенных массивов (Бушвельд, Стилутер и др.) [21, 27], что и определяет наряду с более высокими содержаниями Cr, Ni, V, Cu, Zn **рост хлороносности расплава двупироксенового габбро**, его более высокий окислительный режим. Такие более поздние богатые хлором рудоносные габбро-нориты известны и на Кусинском месторождении, где они датированы возрастом 1388 млн лет.

Новые геохимические данные позволили также уточнить геодинамический режим образования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса, его формационную принадлежность. На дискриминантных диаграммах составы пород рудно-магматических серий Медведевского ме-

сторождения попадают в поля внутриплитных базальтов, ближе соответствуя обогащенным породам E-MORB типа. **При этом двупироксеновое габбро**, как и часть габброидов ритмично-расслоенной серии, имеет низкое **Th/Yb отношение**, что свидетельствует о минимальном загрязнении пород корвым материалом.

Во второй части статьи через специфику в составе породообразующих и рудных минералов сделана попытка охарактеризовать состав и условия формирования ильменитового и титаномагнетитового оруденения в двупироксеновом габбро и на этом основании определить его место в ряду других рудных образований Медведевского месторождения. Другая задача этой части статьи – охарактеризовать стабильность рудообразующего процесса на этапах формирования богатого густовкрапленого оруденения, характерного как для сосюритизированной ритмично-расслоенной серии, так и для двупироксеновых габбро, оценить степень влияния на процессы рудообразования режима галогенов, воды и кислорода.

СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Важный отличительный признак рудоносного двупироксенового габбро на Медведевском месторождении состоит в том, что эти породы практически не метаморфизованы. Они обладают первичной трахитоидной структурой. Здесь сохранились без изменения все первичные породообразующие минералы: плагиоклаз с первичной прямой зональностью, клинопироксен, ортопироксен, ранний высокотитанистый зеленовато-бурый амфибол, рудные минералы (ильменит, титаномагнетит), апатит. Другая важная петрологическая характеристика этих рудоносных пород – наличие реакционных кайм позднего высокоглиноземистого и высокожелезистого амфибола вокруг более ранних породообразующих темноцветных и рудных минералов, составляющих первичный кристаллический каркас этих пород. Для состава такого позднего амфибола, как будет показано ниже, характерны некоторые особенности, позволяющие говорить о разных этапах и условиях позднемагматического (субсолидного) петро- и рудогенеза.

Пироксены и плагиоклаз

Ортопироксен в исследованных пробах присутствует в незначительном количестве (до 1–2%). Это в основном богатый железом зональный энстатит. Он наблюдается в виде отдельных самостоятельных зерен и структур распада в клинопироксене. Образует также сростания с зональным амфиболом. Наблюдаются взаимные прорастания

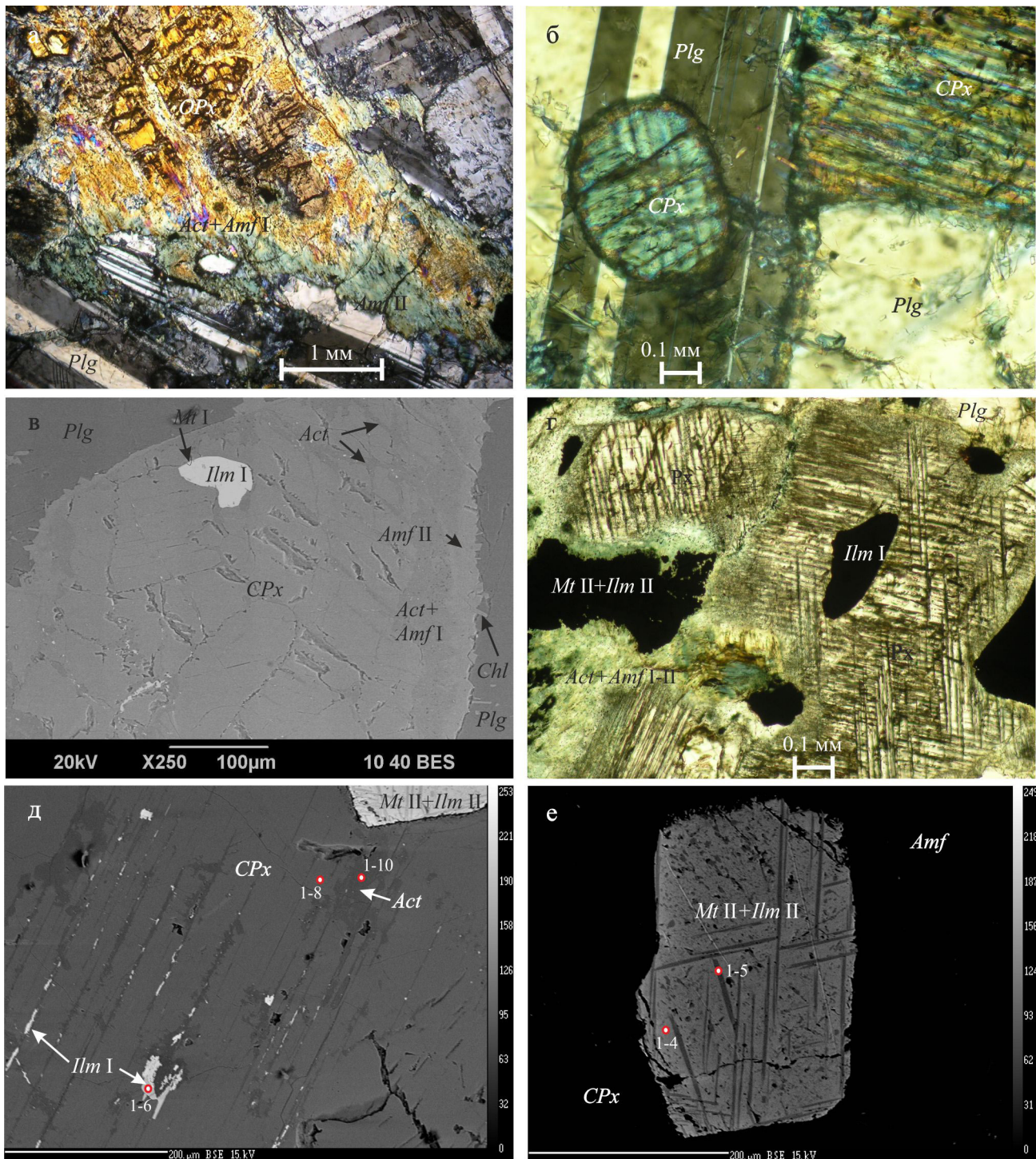


Рис. 1. Фото и изображения в обратно-рассеянных электронах взаимоотношений различных пороодо- и рудообразующих минералов в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения.

а – ортопироксен (*OPx*) с каймами амфиболом (*Amf*), лейкогаббро, Кс-772; б – округлое включение клинопироксена (*CPx*) в плагиоклазе (*Plg*), Кс-772; в – клинопироксен с включениями ильменита (*Ilm*) и магнетита (*Mt*) ранних генераций, который частично замещается низкоглиноземистым амфиболом-актинолитом (*Act + Amf*) и обрастает каймами высокоглиноземистого и железистого амфиболом, в свою очередь обрастающего хлоритом (*Chl*), Кс-772; г – рудные минералы нескольких генераций, некоторые с каймами позднего высокоглиноземистого амфиболом, Кс-772; д – низкоглиноземистый амфибол (*Act*) в частично уралитизированном клинопироксене, с выделениями позднего вторичного ильменита и низкотитанистого магнетита (*Mt II + Ilm II*); зерно титаномагнетита II генерации с ламелями ильменита в структурах распада, полностью показано на рис. 1е, Кс-718; е – зерно титаномагнетита со структурами распада, Кс-718. Красными кружками обозначены точки анализов.

Fig. 1. Photos and BSE-images of relationships between various rock- and ore-forming minerals in two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit.

a – orthopyroxene (*OPx*) with amphibole rims (*Amf*), leucogabbro Кс-772; б – rounded inclusion of clinopyroxene (*CPx*) in a plagioclase (*Plg*) crystal, Кс-772; в – clinopyroxene with inclusions of ilmenite (*Ilm*) and magnetite (*Mt*) of early generations, which is partially replaced by low-aluminous amphibole (actinolite) (*Act* + *Amf*) and is overgrown by rims of high-alumina and ferrous amphibole, in turn overgrowing by chlorite (*Chl*), Кс-772; г – **ore minerals of several generations, some with rims of late high-aluminous amphibole**, Кс-s772; д – low-aluminous amphibole (*Act*) in a partially uralitized clinopyroxene, with the segregations of late secondary ilmenite and low-Ti magnetite (*Mt* II + *Ilm* II); **titanomagnetite grain of the second generation with lamellae of ilmenite** in the decay structures is completely illustrated in Fig. 1e, Кс-718; e – titanomagnetite grain of the second generation with lamellae of ilmenite in the decay structures, Кс-718. Red circles show the points of analysis.

ромбического и моноклинного пироксена. Иногда ромбический пироксен (пижонит) содержит тонкие ориентированные и одновременно угасающие вросстки моноклинного пироксена. В лейкогаббро (Кс-772) ортопироксен встречается в центральной части зонального амфибола, обрастающего, в свою очередь, тонкой каймой самого позднего высокоглиноземистого (Al_2O_3 – 14.8 и FeO^* – 12.6 мас. %) амфибола ярко-зеленого цвета. Каймы такого самого позднего высокоглиноземистого и высокожелезистого амфибола обычны вдоль границ ортопироксена и плагиоклаза (рис. 1а). В табл. 1 приведен состав двух ортопироксенов (энстатита и пижонита), характерных для лейкократового двухпироксенового габбро (Кс-772_1-5 и Кс-772, спектр 4). Они различаются по более высокому содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , TiO_2 в пижоните, а MgO – в энстатите. В рудном меланократовом габбро (Кс-718) ортопироксен (энстатит) образует более крупные обособленные зерна. Чаще всего он находится в ассоциации с высокотитанистой зеленовато-бурой роговой обманкой и клинопироксеном. Его состав (см. табл. 1, ан. 3-3) аналогичен энстатиту в лейкократовом габбро. Железистость ортопироксена (0.45–0.47) в целом выше, чем в сосуществующем клинопироксене (0.38–0.45).

Клинопироксен. По содержанию в двухпироксеновом габбро клинопироксен резко преобладает над ортопироксеном, образуя идиоморфные зерна размером до 1–2 мм и более. По составу соот-

ветствует авгиту (см. табл. 1). В нем присутствуют структуры распада ортопироксена и ильменита. Подобный распад ранее отмечали В.Г. Фоминых и Ю.П. Краева [17]. Клинопироксен в лейкогаббро (Кс-772) образует мелкие округлые включения в раннем плагиоклазе (см. рис. 1б) и, в свою очередь, содержит мелкие округлые включения ильменита и магнетита ранних генераций (см. рис. 1в). Изредка в нем отмечаются мелкие включения обогащенного никелем пирита. Клинопироксен обрастает реакционными каймами более позднего высокоглиноземистого и высокожелезистого амфибола (*Amf* II–III) и хлорита (*Chl*) (см. рис. 1в, г). Включения клинопироксена встречаются в зернах раннего магматического ильменита. По химическому составу (см. табл. 1, ан. 2-1) включения такого клинопироксена отличаются от крупного породообразующего клинопироксена (см. табл. 1, ан. 6–7) более высоким содержанием MgO (14.4 мас. %) и SiO_2 (52.03 мас. %) при пониженном количестве глинозема, железа и натрия. Клинопироксен иногда бывает частично уралитизирован, его замещает по трещинкам спайности низкоглиноземистый амфибол (*Act*) (см. рис. 1в).

В рудном меланократовом габбро (Кс-718) клинопироксен (авгит) образует крупные идиоморфные выделения, характеризующиеся структурами распада. Этот клинопироксен имеет состав (см. табл. 1, ан. 1-8, 2-6, 3-2), аналогичный клинопироксенам в лейкогаббро Кс-772. Здесь в клинопироксе-

Таблица 1. Состав пироксенов из пород Медведевского месторождения**Table 1.** The composition of pyroxenes from rocks of Medvedevskoe deposit

Номер обр. и ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$FeO_{общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Ортопироксен										
Кс-772_1-5 энстатит	52.35	0.45	0.83	18.43	0.61	22.22	1.35	0.00	0.00	96.24
Кс-772_Сп-4 пижонит	54.27	0.63	1.25	18.40	0.76	21.99	2.47	0.21	0.00	99.98
Кс-718_3-3 энстатит	52.94	0.40	0.80	20.98	0.53	22.20	1.45	0.03	0.00	99.33
Клинопироксен (авгит)										
Кс-772_2-1	52.03	0.67	1.69	9.83	0.33	14.44	20.71	0.26	0.01	99.97
Кс-772_6-7	51.30	0.51	2.14	10.54	0.34	13.91	20.26	0.33	0.00	99.33
Кс-718_1-8	52.08	0.44	1.46	10.42	0.29	13.95	20.85	0.31	0.01	99.81
Кс-718_2-6	50.72	0.88	2.33	10.42	0.31	13.32	20.82	0.37	0.00	99.17
Кс-718_3-2	51.81	0.55	1.42	10.07	0.32	14.41	20.21	0.31	0.01	99.11

Таблица 2. Состав амфиболов из пород Медведевского месторождения**Table 2.** The composition of amphiboles from Medvedevskoe deposit

Номер обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Сумма
Кс-718_5-3	46.78	2.22	6.03	10.91	0.25	13.60	14.89	1.21	0.54	0.03	96.46
Кс-718_1-3	42.63	3.21	9.58	13.16	0.17	12.73	11.22	2.32	0.9	0.08	96.00
Кс-718_3-1	42.74	2.40	10.04	12.54	0.18	12.91	11.29	2.32	1.08	0.10	95.60
Кс-772_1-8	42.20	0.10	13.88	14.71	0.24	10.50	10.71	2.36	0.47	0.04	95.21
Кс-772_2-7	38.40	0.28	17.73	19.89	0.27	5.46	10.87	2.28	0.63	0.12	95.93
Кс-718_6-2	39.59	0.21	19.10	16.85	0.15	5.80	10.59	2.25	0.55	0.58	95.67
Кс-772_2-2с	53.59	0.23	1.97	14.65	0.20	14.83	11.92	0.48	0.04	0.02	97.93
Кс-772_2-3r	52.83	0.21	2.93	14.95	0.22	14.46	11.58	0.72	0.04	0.03	97.97
Кс-718_1-10	55.17	0.06	1.35	10.35	0.13	16.78	12.65	0.26	0.02	0.05	96.82

Примечание. Кс-718_5-3 – гастингсит, Кс-718_1-3 – магнезиогастингсит, Кс-772_1-8 – паргасит, Кс-772_2-7 – ферропаргасит, Кс-718_6-2 – феррочермакит, Кс-772_2-2с – актинолит, Кс-772_2-3r актинолит, Кс-718_1-10 – актинолит.

Note. Кс-718_5-3 – hastingsite, Кс-718_1-3 – magnesiohastingsite, Кс-772_1-8 – pargasite, Кс-772_2-7 – ferropargasite, Кс-718_6-2 – ferrotschermakite, Кс-772_2-2с – actinolite, Кс-772_2-3r – atinolite, Кс-718_1-10 – actinolite.

не по трещинам вдоль спайности и в виде отдельных более широких участков виден начальный процесс его замещения низкоглиноземистым амфиболом (актинолитом), где одновременно появляются мелкие выделения позднего вторичного ильменита и низкотитанистого магнетита (см. рис. 1д). Кроме того, в клинопироксене наряду с этим часто встречаются включения высокотитанистого титаномагнетита и ильменита ранних генераций, содержащих структуры распада (см. рис. 1д, е). Состав низкоглиноземистого амфибола, замещающего клинопироксен, приведен в табл. 2 (Кс-718, ан. 1-10). Для него характерны повышенные содержания СаО (12.65 мас. %) и MgO (16.8 мас. %) при более низких, чем в других актинолитах месторождения, содержаниях алюминия, железа, марганца и щелочей. Выделения ильменита в зонах с частично уралитизированным клинопироксеном (см. рис. 1д) также имеют специфический состав. Они обогащены MgO (0.50 мас. %) и FeO (49–51.7 мас. %) при низком содержании TiO₂ (43–47 мас. %) и MnO (1.03–1.28 мас. %). Повышенное содержание MgO (1.84 мас. %) наблюдается и в магнетите в зонах с уралитизированным клинопироксеном. Этот магнетит имеет также очень низкие содержания (мас. %) TiO₂ – 0.20, MnO – 0.02 и V₂O₃ – 0.05. Такой состав рудных минералов в зонах уралитизации клинопироксена обусловлен их вторичной природой, а также ролью состава минерала-хозяина, что и определяет высокое содержание в таком ильмените и магнетите магния при низком содержании титана и ванадия. Температура кристаллизации габброидов по пироксеновым геотермометрам [28, 33] достигает 1100–1200°C.

В тематических работах В.Г. Фоминых (1968–1970 гг.) [68 и др.], по данным бурения скважин на Медведевском месторождении, приводятся валовые анализы пироксенов из габбро-норитов. Неко-

торые из них относятся к диопсидам с высоким содержанием глинозема – до 7.36 мас. %. Эти глиноземистые диопсиды близки по составу к фассаиту. Кристаллизация клинопироксена фассаитового типа наиболее возможна только во флюидонасыщенных условиях при относительно невысоких температурах ликвидуса, более низких, чем в сухих базальтовых системах [8, 12, 32]. Насыщенность пикритобазальтового расплава флюидом не позволяет ему проходить длительную дифференциацию и приводит к быстрой кристаллизации, вероятно, даже в условиях сильного переохлаждения. Это может провоцировать формирование крупнозернистых пегматоидных структур [31]. Кристаллизация фассаита свидетельствует и о высокой фугитивности кислорода [7], что согласуется с экспериментальным данным [34] по стабильности глиноземистого клинопироксена в системе CaMgSi₂O₆–CaFeAlSiO₆–CaAl₂SiO₆, которая зависит от fO₂.

Плагиоклаз. В лейкократовом двупироксеновом габбро, имеющем трахитоидную текстуру (Кс-772) и в рудном меланократовом двупироксеновом габбро (Кс-718) плагиоклаз не сосюритизирован и близок по составу. Он соответствует лабрадору, в ранних крупных порфировидных зональных кристаллах варьируя по составу от № 55 до № 48. В реакционных (коронарных) каймах, а также в виде мелких зерен в парагенезисе с поздним высокоглиноземистым и высокожелезистым амфиболом в небольшом количестве появляется и более кислый плагиоклаз: от андезина № 40 – до олигоклаза № 27. Наиболее основной по составу плагиоклаз, с содержанием СаО 11.10–11.40 мас. %, который наблюдается в центре крупных зональных кристаллов, содержит больше K₂O (0.25–0.30 мас. %), чем в краевых зонах (0.07–0.10 мас. %). Содержание СаО здесь снижается до 10.4–10.7 мас. %. В рудном двупироксеновом меланогаббро (Кс-718) пла-

гиоклаз с таким пониженным содержанием СаО кристаллизуется в интеркумулусе, среди крупных кристаллов пироксена и ранних рудных минералов. В лейкократовом габбро (Кс-772), в раннем наиболее основном плагиоклазе, встречаются мелкие округлые включения клинопироксена (см. рис. 1б), такого же по составу, как и более крупные обособленные его зерна. Это свидетельствует о близкой одновременной кристаллизации раннего основного плагиоклаза и клинопироксена. Поздний высокоглиноземистый и высокожелезистый амфибол корродирует ранний плагиоклаз.

Амфибол

Этот темноцветный минерал в двупироксеновом габбро характеризуется самыми значительными вариациями химического состава. По особенностям его состава, порядку кристаллизации и минеральным парагенезисам могут быть выделены три основные его разновидности (генерации).

Первый тип (амфибол I) представлен в рудном габбро (Кс-718) богатой щелочами (все оксиды – в мас. %) (K_2O – 0.54–1.08, Na_2O – 1.20–2.32) и титаном (TiO_2 – 2.2–3.2), умеренно глиноземистой (Al_2O_3 – 6–10) зеленовато-бурой роговой обманкой. Она содержит повышенное количество Cl (до 0.10 мас. %) (см. табл. 2, ан. 5-3, 1-3, 3-1). По составу эта роговая обманка отвечает гастингситам и магнезиогастингситам. В рудном меланогаббро (Кс-718) высокотитанистая роговая обманка образует парагенезис с клино- и ортопироксеном. В ней наблюдаются включения высокотитанистого титаномагнетита, имеющие структуру распада. Матрица этого распавшегося титаномагнетита бедна титаном (TiO_2 – 0.59 мас. %) при повышенном содержании ванадия (0.75 мас. %). Крупная игла ильменита в структуре распада такого титаномагнетита обогащена MgO (0.44 мас. %) и бедна MnO (1.05 мас. %) при содержании FeO 47–48.8 мас. %. В ритмично-расслоенной серии этот тип роговой обманки не встречен.

Второй и третий типы (амфибол II-III). В пробах Кс-718 и Кс-772 это целая серия сине-зеленых позднемагматических зональных амфиболов. Они наиболее богаты глиноземом (14–19.10) и железом (14.7–19.9), но бедны титаном (TiO_2 – 0.10–0.28), магнием (MgO – 5.46–10.5), кальцием (СаО – 10.5–10.87) и кремнеземом (SiO_2 – 38.4–42.2) (все оксиды в мас. %; см. табл. 2, ан. 6-2, 1-8, 2-7). Для этих разновидностей амфибола в рудном меланогаббро (проба Кс-718) отмечено высокое содержание Na_2O (2.25–2.36 мас. %), при повышенном содержании K_2O (0.47 – 0.63 мас. %) и высокое содержание Cl (до 0.58 мас. %). Амфиболы такого состава развиваются в виде кайм вдоль границ орто- и клинопироксена и рудных минералов с плагиоклазом (см. рис. 1а, в, г). Они образуют каймы и вдоль гра-

ниц позднего бедного титаном титаномагнетита, корродируют плагиоклаз II. Часто амфиболы этого типа формируются по всему межзерновому пространству, проникая по трещинкам в другие минералы: в частично уралитизированный клинопироксен, в бурую роговую обманку. По составу амфибол II-III в каймах меняется от железистой роговой обманки и феррочермакита к ферроэдентиту и ферропаргаситу.

В амфиболовых каймах вокруг рудных минералов в небольшом количестве появляется и биотит, образуя выделения размером до 50 мкм. Его железистость – 0.55. Как и амфибол в каймах, этот биотит обогащен хлором – до 0.50 мас. %. Часто биотит полностью замещается хлоритом, который относится к шамозиту или железистому клинохлору, его железистость – 0.48–0.50. При хлоритизации Cl из биотита выносятся. В каймах среди высокоглиноземистого амфибола иногда отмечается и эпидот, образующий мелкие зерна размером около 20 мкм.

В более метаморфизованной ритмично-расслоенной серии, в краевых оторочках крупных зональных кристаллов амфибола, также появляются ферроэдентит и ферропаргасит. Содержание глинозема и общего железа нарастает от центральных зон таких зональных кристаллов к периферическим (мас. %): Al_2O_3 – от 2–4 до 10–13, FeO^* – от 15 до 23 и более, при снижении содержаний MgO – от 13–14 до 7. В максимально железистых и глиноземистых амфиболах краевых зон установлены повышенные содержания хлора (до 0.20–0.70). В центре таких зональных кристаллов находится бедная хлором (0.05 мас. % и менее) актинолитовая роговая обманка, образовавшаяся, по-видимому, по раннемагматическому моноклинному пироксену. В отличие от двупироксенового габбро ферроэдентит и ферропаргасит в сосюритизированной ритмично-расслоенной серии имеют более низкие содержания Al_2O_3 (10–13 мас. %), но заметно более высокие содержания FeO^* (до 20–23 мас. %).

Третий тип (Act) – это низкоглиноземистая (Al_2O_3 – 1–4), бедная щелочами (K_2O – 0.02–0.04, Na_2O – 0.26–0.72) и хлором (0.02–0.05 мас. %) актинолитовая роговая обманка (уралит). Она присутствует в небольшом количестве, замещая клинопироксен вдоль трещин спайности или в виде неравномерно распределенных мелких пятен (см. табл. 2, Кс-718, ан. 1-10; Кс-772, ан. 2-2с и 2-3г – центр и край зерна; см. рис. 1в, д). Железистость, а также содержание Al_2O_3 , FeO, TiO_2 , MnO, Na_2O в этой роговой обманке (уралите) растет к периферии зерен при снижении содержаний СаО, MgO, SiO_2 .

В ритмично-расслоенной серии подобная роговая обманка (уралит) образует полные псевдоморфозы по клинопироксену. При аналогичных содержаниях Al_2O_3 (1–4 мас. %) уралит здесь относительно поздней актинолитовой роговой обман-

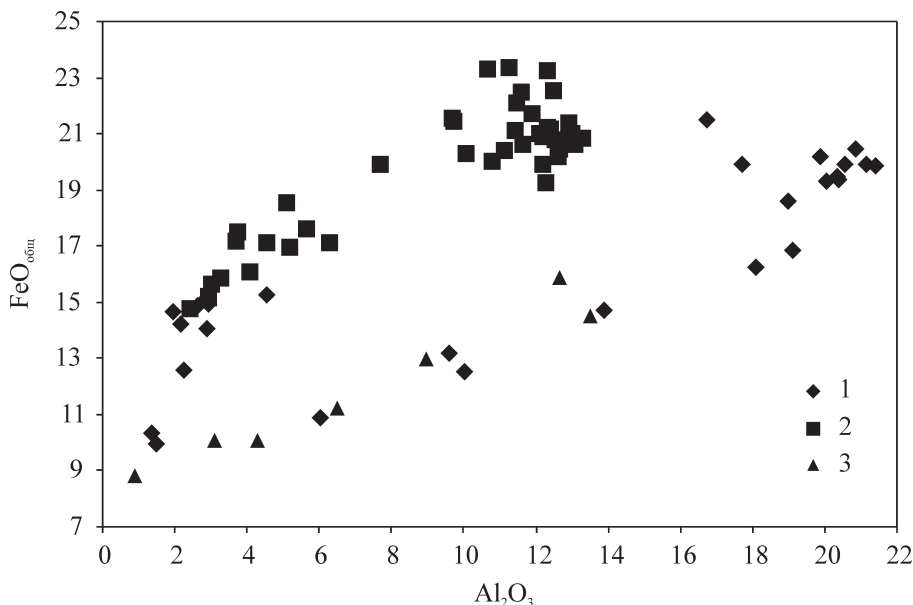


Рис. 2. Соотношение Al_2O_3 и FeO^* в амфиболах двупироксенового габбро и ритмично-расслоенной серии Медведевского месторождения.

1 – двупироксеновое габбро, 2 – породы и руды ритмично-расслоенной серии, 3 – горнблендиты в зоне эндоконтакта, обр. Кс-183.

Fig. 2. Al_2O_3 and FeO^* ratio in the amphiboles from two-pyroxene gabbro and rhythmically layered series of Medvedevskoe deposit.

1 – two-pyroxene gabbro, 2 – rocks and ores of rhythmically layered series, 3 – hornblendites from endocontact zone of Medvedevsky massif, sample Kc-183.

ки в двупироксеновом габбро имеет более высокие содержания FeO (14.7–17.1 мас. %), на фоне низких содержаний CaO , MgO , SiO_2 [20]. Вопрос о времени появления уралита в породах рассматриваемых серий остается открытым. Низкоглиноземистый амфибол-уралит в ранней серии развивается, по-видимому, только по раннему клинопироксену, окаймленному зональным высокоглиноземистым и высокожелезистым амфиболом.

Как свидетельствуют данные диаграммы рис. 2, амфиболы двупироксенового габбро образуют свой особый тренд химического состава, отличный от амфиболов сосюритизированной ритмично-расслоенной серии. Их в целом характеризует пониженная железистость (0.55 против 0.75), если сравнивать амфиболы той и другой серий с аналогичным содержанием Al_2O_3 , например, равным 12 мас. %. По содержанию FeO^* амфиболы с таким содержанием алюминия также существенно различаются. В амфиболах двупироксенового габбро содержание FeO^* ниже почти на 10 мас. %. При этом самые поздние амфиболы в двупироксеновом габбро более богаты Al_2O_3 (до 19 против 12 мас. % в расслоенной серии).

Как было показано в [20], выявленная эволюция в составе амфиболов ритмично-расслоенной серии Медведевского месторождения была связана с

существенным ростом общего и флюидного давления на заключительном позднемагматическом этапе формирования богатых стратифицированных руд. По данным геобарометров [30, 37], кристаллизация ферроэденита и ферропаргасита в краевых зонах происходила здесь при давлении 6 кбар и более, что соответствует уровню становления массива. Температура снижалась при этом с 980 до 600°C [35]. Существенно более высокое содержание Al_2O_3 (17–19 мас. %) в ферроэдените и ферропаргасите краевых зональных оторочек амфибола в двупироксеновом габбро, по-видимому, отражает еще более высокое водно-флюидное давление на заключительном этапе формирования богатых руд в этой породе.

Ильменит

Как показали микрозондовые исследования, состав ильменита в рудном двупироксеновом габбро Медведевского месторождения заметно варьирует (табл. 3), характеризуя его отдельные разновидности (генерации) различающихся и по морфологии выделений. В целом последовательно формирующиеся генерации ильменита в исследованных пробах двупироксенового габбро образуют общий тренд эволюции химического состава в координатах MgO-MnO и FeO^*-MnO (рис. 3).

Таблица 3. Вариации состава ильменита и титаномагнетита в двупироксеновых габбро Медведевского месторождения, мас. %**Table 3.** Representative analyses of ilmenite and titanomagnetite from two-pyroxene gabbro of the Medvedevsky deposit, wt %

№ п.п.	Номер анализа	TiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	V ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма
Ильменит ранней генерации									
1*	Кс-718_1-11	51.69	46.61	0.00	0.58	0.92	0.02	–	99.82
2	Кс-718_1-6	46.96	48.91	0.05	0.51	1.28	0.26	–	97.97
Ламели ильменита в крупных зернах титаномагнетита (поздняя генерация)									
3	Кс-718_1-1	52.21	46.85	0.02	0.25	0.92	0.11	–	100.36
4	Кс-718_1-5	49.90	47.13	0.04	0.44	1.05	0.30	–	98.86
Титаномагнетит, крупные зерна									
5	Кс-718_2-2	4.33	85.44	0.33	0.09	0.11	0.64	–	90.94
6	Кс-718_2-3	10.02	80.55	0.53	0.11	0.19	0.72	–	92.12
7	Кс-718_2-4	8.45	82.55	0.45	0.07	0.18	0.58	–	92.28
8	Кс-718_7-1	0.61	89.51	0.39	0.04	0.00	0.88	–	91.43
9	Кс-718_5-4	10.02	81.06	0.28	0.11	0.19	0.76	–	92.42
10	Кс-718_5-5	13.32	78.19	0.22	0.11	0.22	0.64	–	92.70
11	Кс-718_1-2	0.82	89.01	0.33	0.02	0.03	0.88	–	91.09
12	Кс-718_1-4	0.59	89.34	0.37	0.02	0.04	0.75	–	91.11
Кс-772									
Ильменит, округлое включение в пироксене									
13	Кс-772_8-1центр	51.15	42.81	0.57	0.42	1.8	0.29	1.02	98.06
14	Кс-772_8-2край	51.86	43.32	0.4	0.29	1.72	0	0.64	98.23
Ильменит, крупные зерна									
15	Кс-772_2-13	51.24	48.41	0	0.08	1.39	0	–	101.12
16	Кс-772_4-2	53.11	46.37	0.03	0.15	1.22	0.14	–	101.02
17	Кс-772_1-1центр	52.15	45.55	0.22	0.17	1.34	0.34	0.23	100
18	Кс-772_2-1край1	52.3	45.12	0.22	0.08	1.33	0.54	0.31	99.9
19	Кс-772_2-7край2	52.06	45.83	0.14	0.24	1.18	0.46	0.2	100.11
Ламели ильменита в крупных зернах титаномагнетита									
20	Кс-772_1-2	52.13	47.13	0.17	0.18	1.41	0.08	–	101.1
21	Кс-772_1-2	52.05	47.97	0.02	0.06	1.44	0	–	101.54
22	Кс-772_2-16	51.10	48.48	0.01	0.09	1.36	0	–	101.04
Ильменит, капельные выделения в титаномагнетите									
23	Кс-772_5-с3	48.6	46.87	0.61	0.17	1.23	0.7	0.62	98.8
24	Кс-772_5-с7	47.93	48.44	0.47	0.37	1.31	0.71	0.65	99.88
25	Кс-772_6-с3	51.49	45.49	0.32	0.02	1.36	0.5	0.51	99.69
26	Кс-772_6-с2	52.27	44.49	0.31	0.09	1.53	0.3	0.61	99.6
Титаномагнетит, включение в пироксене									
27	Кс-772_8-с3	4.52	93.88	0.15	0.25	0.05	0.34	0.69	99.88
Титаномагнетит, крупные зерна с ламелями ильменита									
28	Кс-772_1-1	3.98	91.74	0.10	0.01	0.09	0.71	–	96.63
29	Кс-772_6-8	1.10	94.69	0.44	0.02	0.02	0.56	–	96.83
30	Кс-772_6-9	6.47	87.32	0.14	0.01	0.16	0.61	–	94.71
31	Кс-772_4-4	9.93	86.91	0.09	0.05	0.29	0.54	–	97.81
32	Кс-772_2-1	13.11	82.95	0.06	0.03	0.38	0.44	–	96.97
33	Кс-772_2-3	3.44	93.11	0.07	0.02	0.14	0.59	–	97.37
34	Кс-772_2-14	6.00	90.07	0.09	0.01	0.15	0.49	–	96.81
35	Кс-772_2-15	8.41	87.74	0.11	0.04	0.22	0.42	–	96.94
36	Кс-772_2-с4	5.32	93.48	0.21	0.03	0.06	0.76	0.13	99.99
37	Кс-772_2-с5	2.01	92.27	1.09	0.12	0	0.83	1.53	97.85
38	Кс-772_3-с3край	1.90	96.34	0.46	0.12	0.12	0.9	0.36	100.2
Титаномагнетит поздней генерации, крупные зерна с капельным ильменитом									
39	Кс-772_6-1центр	0.91	97.48	0.15	0.13	0	0.74	0.53	99.94
40	Кс-772_6-с7край	0.89	97.22	0.33	0.21	0.07	0.81	0.47	100
41	Кс-772_6-с12центр	1.42	95.79	0.68	0.37	0.07	0.89	0.72	99.94
Гематит, ламели распада в ильмените									
42	Кс-772_4-3	2.78	92.11	0.07	0	0.07	0.41	–	95.44
43	Кс-772_4-3	2.78	90.77	0.05	0	0.04	0.48	–	94.12

Примечание. 1–12, 15, 16, 20–22, 28–35, 42, 43 – анализы выполнены на микроанализаторе Cameca SX-100, остальные – на электронном микроскопе JEOL JSM-6390 с ЭДС-приставкой INCA X-Max. Прочерк – элемент не определялся. Пояснения см. в тексте.

Note. 1–12, 15, 16, 20–22, 28–35, 42, 43 – analyzes were carried out utilizing a Cameca SX-100 microprobe, the other ones were carried out an electron microscope a JEOL JSM-6390 with EDS-detector INCA X-Max. Dash – not defined. Explanations see in the text.

Вариации в содержаниях перечисленных выше оксидов Mg, Fe, Mn определяются широко проявленным в ильменитах изовалентным изоморфизмом между Mg, Mn, Fe и Ti, а также гетеровалентным изоморфизмом $3\text{Fe}^{2+} - 2\text{Fe}^{3+}$ или $\text{Fe}^{2+}_{1-x}\text{Fe}^{3+}_{2x}\text{Ti}_{1-x}\text{O}_3$, где x – количество атомов Fe^{3+} , заместивших атомы Fe^{2+} и Ti^{4+} . В связи с этим ильменит имеет варьирующий состав в пределах миналов FeTiO_3 , MgTiO_3 , $\text{MnTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (гематит). При высоких температурах и существенно повышенной фугитивности кислорода возможен изоморфизм Fe^{3+} с Al, Cr и V [1, 2, 25].

Данные табл. 3 и рис. 3, кроме того, свидетельствуют о том, что ильмениты в меланократовом рудном и лейкократовом двупироксеновом габбро по составу заметно отличаются от ильменита в ритмично-расслоенной серии (см. серое поле на рис. 3). При этом ильмениты в рудном меланократовом двупироксеновом габбро (проба Кс-718) имеют наиболее высокие для месторождения концентрации MgO (0.30–0.60 мас. %) при минимуме MnO (0.8–1.0 мас. %), а ильмениты лейкократового двупироксенового габбро (Кс-772) обогащены MnO даже в большей степени (до 1.45–1.50 мас. %), чем ильмениты лейкократовых пород и анортозитов ритмично-расслоенного комплекса. Приведем некоторые дополнительные характеристики ильменитов исследованных пироксеносодержащих пород и руд.

Ильменит в рудном меланократовом двупироксеновом габбро, содержащем богатое титаномагнетит-ильменитовое оруденение (проба Кс-718), имеет ряд разновидностей (генераций). Самый ранний ильменит образует округлые включения в пироксенах и в зеленовато-бурой высокотитанистой роговой обманке. К одной из ранних генераций можно условно отнести и тонкие ламели ильменита в структурах распада пироксена, обогащенного титаном. Однако последние характеризуются не только повышенным содержанием MgO, но и MnO при низком содержании FeO (см. рис. 3), что, скорее всего, указывает на их вторичную природу.

Наиболее распространенной генерацией является крупный ильменит, содержащий распадные включения гематита и низкотитанистого магнетита. Этот ильменит наиболее богат MgO (до 0.60 мас. %) и беден MnO (0.80–1.0 мас. %), содержание FeO – 48–51 мас. %. Состав магнетита в структуре распада ильменита (мас. %): FeO – 90.8, TiO_2 – 2.78, MnO – 0.04, V_2O_3 – 0.48 мас. %. Крупные обособленные зерна этого ильменита тесно ассоциируют с высокотитанистым титаномагнетитом ранней генерации (с содержанием TiO_2 до 10–13 мас. %), который, в свою очередь, содержит включения капельного и ламельного ильменита.

В рудном меланократовом габбро ритмично-расслоенной серии, как показано в [20], высокотемпературный раннемагматический ильменит также

наиболее беден MnO (1.0–1.2) при высоком содержании FeO* (49–51 мас. %), но он здесь содержит значительно меньше MgO (0.10–0.20 мас. %). Наряду с таким ранним кумулюсным ильменитом в рудном меланогаббро ритмично-расслоенной серии широко развит и позднемагматический ильменит. Этот ильменит имеет зональное строение. В его краевых зонах происходит рост содержаний марганца (MnO – до 1.30) и титана (TiO_2 – до 50–51) при спаде содержаний железа и магния ($\text{FeO}^* < 49$, MgO – 0.07) (все в мас. %). Такой позднемагматический ильменит тяготеет к периферии крупных зональных зерен высокоглиноземистого и железистого амфибола.

Самая поздняя генерация ильменита в рудном двупироксеновом габбро так же, как и в рудном габбро ритмично-расслоенной серии, связана с распадом раннего высокотитанистого титаномагнетита. Она представлена довольно крупными (до 300×10 мкм) обособлениями (сегрегациями) такого обогащенного марганцем, но бедного железом и магнием ильменита внутри и особенно по периферии крупных выделений высокотитанистого титаномагнетита. При этом в матрице такого титаномагнетита наблюдается резкое снижение содержаний титана и марганца и рост содержаний ванадия (до 1.25 мас. % V_2O_3).

Самый ранний ильменит в лейкократовом двупироксеновом габбро (Кс-772) имеет уже пониженное содержание MgO (0.10–0.20 мас. %) и повышенное MnO (1.20–1.35 мас. %) в сравнении с ранними ильменитами в рудном меланогаббро Кс-718. Эта эволюция в составе ранних ильменитов отражает общий тренд кристаллизационной дифференциации: рудное меланогаббро–лейкогаббро.

Содержание FeO в раннем ильмените лейкократового двупироксенового габбро составляет 48–49, а TiO_2 – 51–53 мас. %. Ильменит такого состава относится к ранней магматической генерации и на том основании, что он часто образует включения в порообразующем клинопироксене (см. рис. 1в, г). Кроме того, он сам содержит мелкие округлые включения клинопироксена. В других, более низкотемпературных, генерациях ильменита в этой породе содержания MgO снижаются до 0.05 мас. % и менее, а MnO возрастает до 1.4–1.5 мас. %.

Аналогичное снижение содержаний MgO, FeO*, при росте содержаний MnO и TiO_2 , характерно и для ильменитов в богатых плагиоклазом лейкократовых породах ранней ритмично-расслоенной серии, если сравнивать их с ильменитами в рудном меланократовом габбро этой же серии [20]. При этом здесь наиболее высокие содержания MnO (1.44 мас. %) и самые низкие MgO (около 0.04 мас. %) отмечаются в самом позднем сегрегационном ильмените, формирующемся вдоль границ с распавшимся высокотитанистым титаномагнетитом.

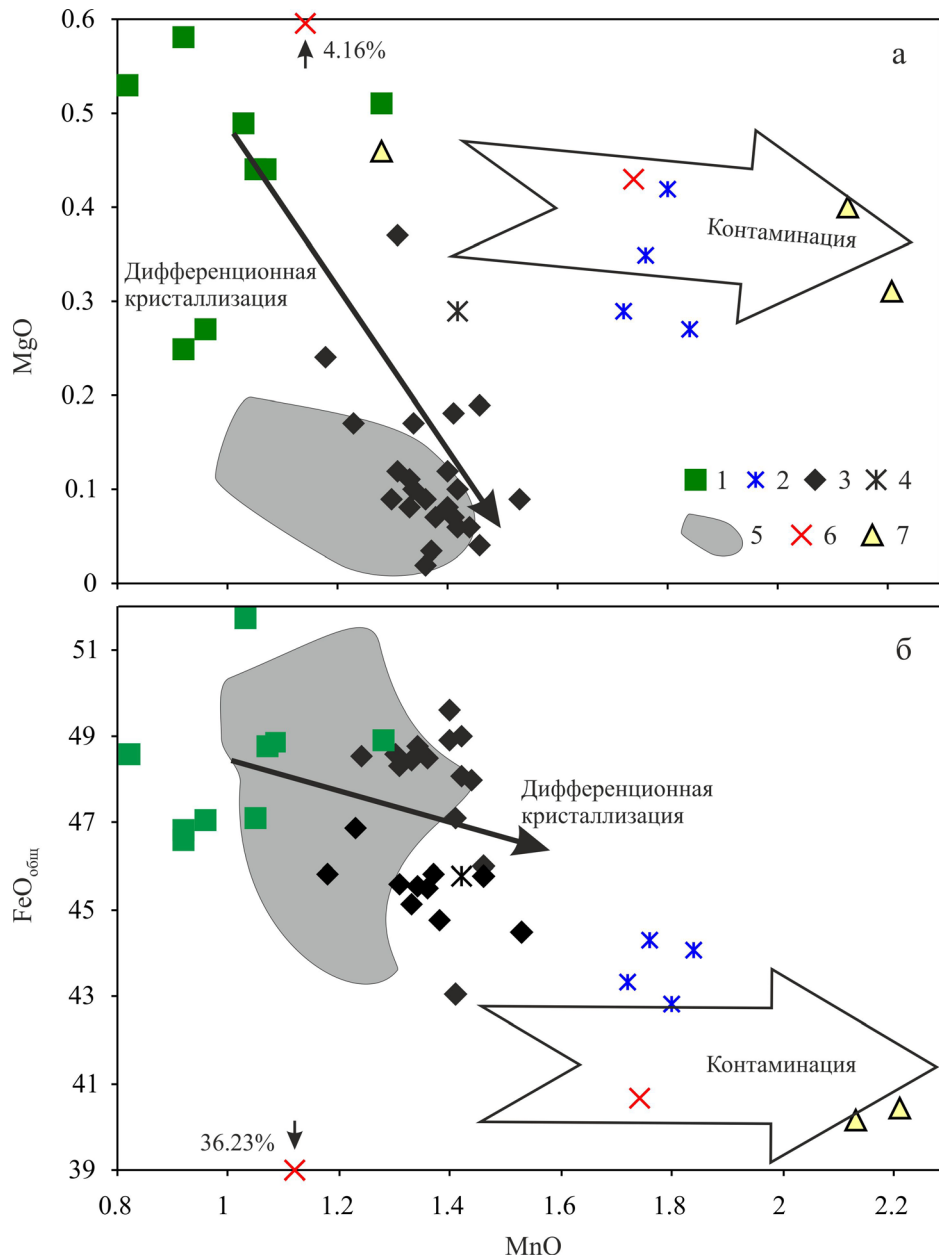


Рис. 3. Общий тренд эволюции химического состава (тонкая стрелка – дифференциальная кристаллизация) в координатах MgO–MnO (а) и FeO_{общ}–MnO (б) последовательно формирующихся поколений ильменита двупироксенового габбро и ритмично-расслоенной серии Медведевского массива.

1 – ильмениты рудного двупироксенового габбро, проба Кс-718; 2–4 – ильмениты лейкократового двупироксенового габбро, проба Кс-772: 2 – ильмениты из включения в пироксене, 3 – крупные зерна ильменитов I-II поколения, ламели дезинтеграции и капельные выделения в титаномагнетите; 4 – усредненный по площади состав ильменита (см. рис. 5); 5 – состав ильменита в породах ритмично-расслоенной серии, пробы Кс-717, Кс-721, Кс-724, Кс-726, Кс-770-4 по [20]; 6, 7 – соотношение MgO–MnO и FeO_{общ}–MnO в хромите (6) и в реликтах ильменита с титанитовой “рубашкой” (7) в горнблендитах (Кс-184) из зоны эндоконтакта массива как признак влияния коровой контаминации (широкая стрелка).

Fig. 3. The general evolution of the chemical composition (thin arrow – **differentiated crystallization**) in the coordinates MgO–MnO (a) and FeO_{tot}–MnO (б) of sequentially forming generations of ilmenite in two-pyroxene gabbro and rhythmically layered series of Medvedevskoe deposit.

1 – ilmenite of ore-bearing two-pyroxene gabbro, sample Kc-718; 2–4 – ilmenite of leucocratic two-pyroxene gabbro, Kc-772: 2 – ilmenite from inclusion in pyroxene, 3 – large grains of the I-II generations of ilmenite, decay lamella and droplet separations of ilmenite in titanomagnetite, 4 – the composition of the ilmenite, averaged by the area (see Fig. 5); 5 – composition of ilmenite in rocks of the rhythmically layered series, samples Kc-717, Kc-721, Kc-724, Kc-726, Kc-770-4 in [20]; 6, 7 – MgO–MnO and FeO_{общ}–MnO in chromite (6) and in the relicts of ilmenite with titanite rim (7) in hornblendites (Kc-184) from the endocontact zone of massif as a sign of the influence of crustal contamination (broad arrow).

Титаномагнетит

В рудном двупироксеновом габбро самый титанистый магнетит, как и богатый MgO ильменит, начинает кристаллизоваться одновременно с клинопироксеном и высокотитанистой зеленоватобурой роговой обманкой, часто образуя в них включения со структурами распада (см. рис. 1г–е). В раннем титаномагнетите, в свою очередь, видны включения клинопироксена, чуть более кальциевые по составу, чем основной породообразующий клинопироксен данной серии. По максимальному содержанию титана (до 13 мас. % TiO_2) этот титаномагнетит соответствует титаномагнетиту ранней генерации в ритмично-расслоенной серии [20]. Значительная масса крупного, но также богатого титаном магнетита, с содержанием TiO_2 от 4 до 10, а V_2O_3 от 0.64 до 0.76 мас. %, приурочена и к интерстициям. Обычно он здесь обрастается каймами позднего высокоглиноземистого и богатого железом амфибола, с мелкими включениями биотита и хлорита (рис. 1г, 4а–в). Иногда этот более поздний титаномагнетит содержит крупные, захваченные при кристаллизации включения клинопироксена. На поздне- и постмагматическом этапе в рудном двупироксеновом габбро в интерстициях появляется также значительное количество наименее титанистого титаномагнетита с содержанием TiO_2 1.0–4.0 мас. % и менее. В зернах такого позднего титаномагнетита снижается содержание оксидов Al, Mg, Mn (см. табл. 3), падает содержание V_2O_3 до 0.8–1.0 мас. %.

В лейкогаббро ранний титаномагнетит, имеющий структуры распада (рис. 4а–г), также характеризуется наиболее высокими содержаниями TiO_2 – до 8–10 мас. %, при содержании V_2O_3 – 0.67–0.50 и MnO – 0.21–0.28 мас. %. Ильменит в пластинках распада содержит здесь (мас. %): FeO* – 43, TiO_2 – 53, MnO – 1.4, MgO – 0.07, это одна из разновидностей (генераций) позднего ильменита. В матрице магнетита встречаются редкие включения содержащего никель (NiO – 0.22 мас. %) пирита. Титаномагнетит более поздней генерации с содержанием TiO_2 2.5–8.0 мас. %, как и поздний ильменит, часто обрастает тонкими каймами (см. рис. 4а, б) богатого глиноземом (до 19.0 мас. % Al_2O_3) и FeO* зеленого амфибола.

С учетом того факта, что при наличии свободного ильменита в породах и рудах содержание титана в титаномагнетите определяется температурой [11, 29], температура кристаллизации такого позднего минерального парагенезиса по магнетит-ильменитовому геотермометру составляла 700–800°C. Распад твердых растворов в рудных минералах (титаномагнетите и ильмените) с образованием позднего сегрегационного ильменита и наиболее бедного титаном магнетита происходил при снижении температуры до 500–600°C. Вместе с

тем начальная температура формирования густовкрапленного титаномагнетит-ильменитового оруденения в двупироксеновом габбро Медведовского месторождения определяется значением близким к 1000°C.

Изменение химического состава высокотитанистого титаномагнетита пробы Кс-772 при его распаде прослежено с использованием электронного микроскопа JEOL JSM-6390 с ЭДС-приставкой INCA X-Max (рис. 5). Результаты анализов приведены в табл. 4. Первичный состав титаномагнетита и ильменита оценен по площадному измерению (сканированию) отдельных зерен этих минералов. Согласно этим данным, на начальном этапе кристаллизации в первичном титаномагнетите содержалось до 13 мас. % оксида титана, 0.40 мас. % оксидов марганца и 0.65 мас. % ванадия. В результате распада твердого раствора произошло перераспределение этих элементов в новообразованные минеральные фазы. Так, при образовании поздних крупных ламелей ильменита в них существенно возрастают содержания марганца (до 1.5 мас. % MnO), при относительно невысоком содержании ванадия (до 0.40 мас. %). Большая часть ванадия (до 1.25 мас. %) концентрируется в низкотитанистом магнетите, окружающем ильменитовые выделения. Оксиды MgO, Al_2O_3 , SiO₂ ведут себя достаточно инертно, распределяясь в обеих фазах равномерно.

Гематит в густовкрапленном рудном двупироксеновом габбро встречается в крайне незначительном количестве. Он образует ламели распада в высокотемпературном ильмените. Его состав приведен в табл. 3. К особенностям можно отнести повышенное содержание TiO_2 (2.78) и V_2O_3 (0.40–0.48 мас. %).

На рис. 6 отражены все основные вариации в содержаниях V_2O_3 , MnO и TiO_2 в различных генерациях титаномагнетита в двупироксеновом габбро (пробы Кс-718 и Кс-772) и других породах и рудах Медведовского месторождения. Титаномагнетиты в ритмично-расслоенной серии (пробы Кс-717 и др.) бедны ванадием (0.3–0.5 мас. % V_2O_3), тогда как в титаномагнетитах двупироксенового габбро содержание оксида ванадия возрастает до 0.80 мас. % и более. В титаномагнетитах массивных руд, из пластообразных рудных тел среди пород ритмично-расслоенной серии содержание оксида ванадия максимально – 1.0–1.2 мас. %. Эти титаномагнетиты выделяются также высоким содержанием оксидов хрома – до 3–3.5, марганца – до 0.6–0.7 и магния – до 0.46 мас. % [20].

Различия в содержаниях V_2O_3 и других элементов-примесей в титаномагнетитах из густовкрапленных руд в двупироксеновом габбро и в амфиболовом габбро ритмично-расслоенной серии свидетельствуют о кристаллизации руд этих серий при разном окислительно-восстановительном и флюидном режиме. Это подтверждается и пониженной

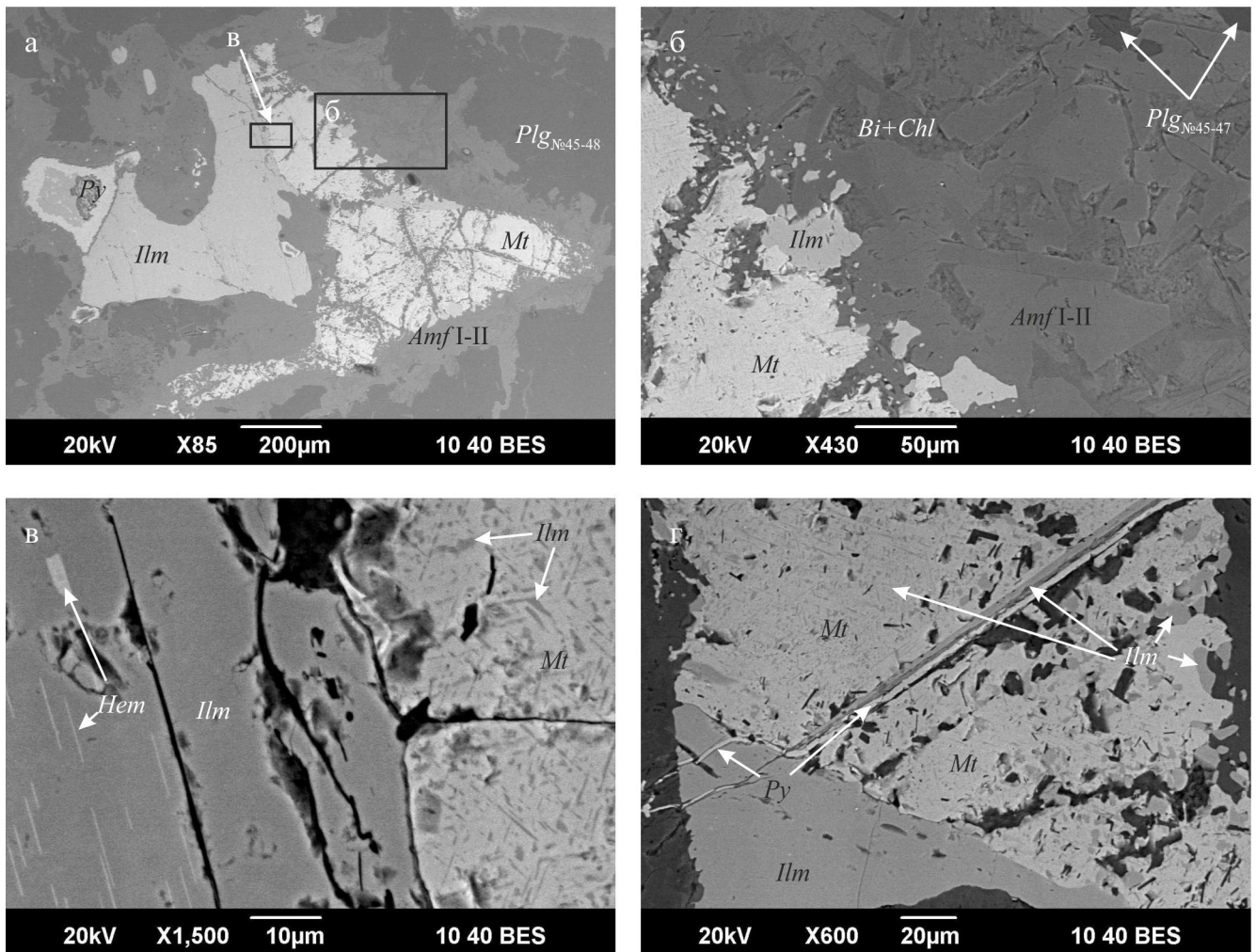


Рис. 4. Различные генерации ильменита.

а – взаимоотношения рудных минералов ранней и поздней генераций (ильменит – *Ilm*, титаномагнетит – *Mt*, пирит – *Py*) в лейкократовом двупироксеновом габбро, Кс-772; рамками отмечены области, показанные при большем увеличении на рис. б и в; б – поздний сегрегационный ильменит на границе с высокотитанистым магнетитом, окруженные каймой агрегата зональных кристаллов амфибола I-II генерации (*Amf*) с биотитом, замещаемым хлоритом (*Bi + Chl*), выполняющих межзерновое пироксен-плаггиоклазовое пространство, Кс-772; в – характер контакта и структуры распада твердых растворов в ранних генерациях ильменита и титаномагнетита (*Hem* – гематит); г – морфология выделений разных генераций ильменита: раннего со структурами распада в левой нижней части рис. и позднего (игла ильменита) в структурах распада высокотитанистого титаномагнетита.

Fig. 4. Ilmenite of different generations.

а – the relationship between the ore minerals of early and later generations (ilmenite – *Ilm*, titanomagnetite – *Mt*, pyrite – *Py*) in the leucocratic two-pyroxene gabbro, Kc-772; frames mark areas shown at higher magnification in the Fig. б and в; б – late segregation ilmenite on the border with high-titanium magnetite, surrounded by a rim of aggregate of zonal crystals of amphibole (*Amf*) of the I-II generation with biotite replaced by chlorite (*Bi + Chl*), filling pyroxene-plagioclase intergranular space, Kc-772; в – the character of the contact and the decay structure of solid solutions in the early generations of ilmenite and titanomagnetite; г – morphology of secretions of various generations of ilmenite: early with the decay structure in the lower left part of Fig. and late (needle of ilmenite) in the decay structures of the high-Ti titanomagnetite.

железистостью амфиболов (окислительным режимом) в двупироксеновом габбро, именно поэтому здесь кристаллизуется обогащенный ванадием титаномагнетит, а в апатитах, как будет показано далее, возрастает содержание хлора.

ГАЛОГЕНЫ В АПАТИТАХ И ГИДРОКСИЛСОДЕРЖАЩИХ СИЛИКАТАХ

В рудном двупироксеновом габбро (Кс-718) апатит наиболее богат хлором 0.5–0.8 мас. % при

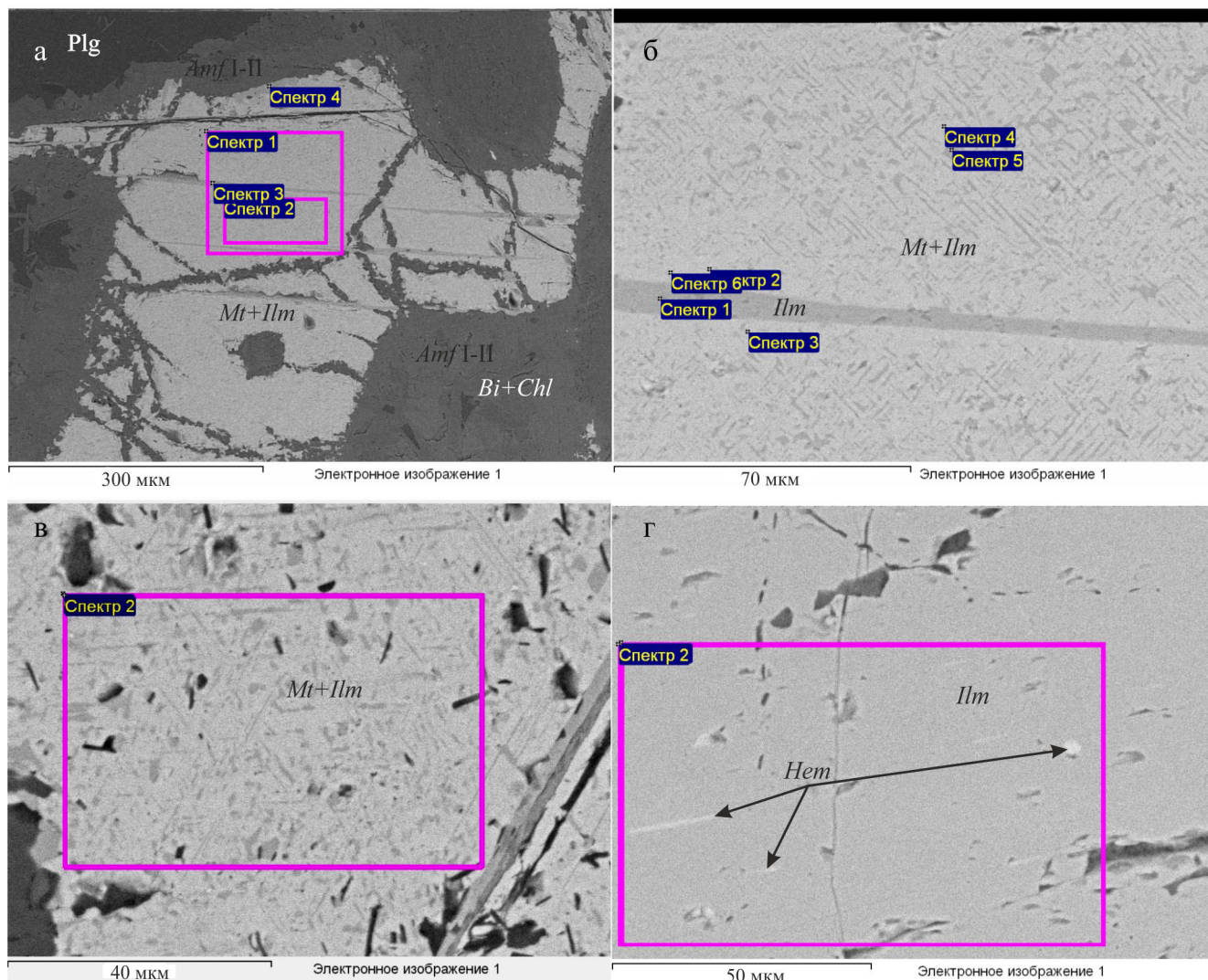


Рис. 5. Точки и площади анализов продуктов распада твердых растворов титаномagnetита (а–в) и ильменита (г), проба Кс-772, по данным исследований на электронном микроскопе JEOL JSM-6390 с ЭДС-приставкой INCA X-Max.

Результаты анализов приведены в табл. 4.

Fig. 5. Points and areas of analysis of the decay products of solid solutions in titanomagnetite (а–в) and ilmenite (г) sample Kc-772, according to data of scanning electron microscope JEOL JSM-6390 with EDS tool by INCA X-Max.

The analysis results are shown in Table 4.

содержании фтора 1–2 мас. % (рис. 7), при отсутствии в его составе сульфатной серы. Отношение Cl/F имеет высокое значение 0.30–0.40.

В ритмично-расслоенных амфиболовых габброидах содержание хлора в апатитах составляет 0.06–0.18 мас. %. Содержание фтора колеблется в пределах 0.8–2.2 мас. %. Отношение Cl/F низкое – 0.03–0.10. Нами выявлена взаимосвязь состава галогенов в апатитах с составом пород и руд, образующих как макро-, так и микроритмы расслоенного разреза. В лейкократовых слоях апатит имеет более высокое содержание фтора – 2.55–2.90 про-

тив 2.4–2.5 мас. % в меланократовых. Содержание хлора также слабо нарастает от меланократовых слоев (0.13–0.15 мас. %) к лейкократовым (0.14–0.17 мас. %). В апатите лейкократовых слоев увеличивается содержание MnO до 0.07 против 0.01–0.04 мас. % и SiO₂ – до 0.15 против 0.12 мас. %. С учетом того факта, что содержание фтора в апатитах является индикатором порядка кристаллизации магматических минералов [6, 15, 21], а часто и самих пород в магматических сериях, полученные данные указывают на направленную кристаллизацию пород в исследованных ритмах – от

Таблица 4. Состав ильменита и титаномагнетита в структурах распада**Table 4.** The composition of ilmenite and titanomagnetite in the decay structures

№ п.п.	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
1	12.72	85.4	0.43	0	0.3	0.38	0.68	0.08	99.99
2	11.85	85.97	0.41	0.28	0.37	0.49	0.64	0	100.01
3	52.52	45.04	1.31	0.27	0.17	0.5	0.18	0	99.99
4	51.57	45.87	1.49	0.2	0.09	0.37	0.37	0.05	100.01
5	50.6	46.45	1.39	0.29	0.39	0.6	0.27	0.01	100.00
6	1.65	96.1	0	0.22	0.4	0.53	1.24	0	100.14
7	3.1	95.42	0	0.04	0.43	0.23	0.81	0	100.03
8	43.72	53.79	1.26	0.15	0.25	0.35	0.41	0.07	100
9	9.38	87.37	0.2	0.24	0.83	0.95	0.9	0.14	100
10	51.39	45.76	1.42	0.29	0.23	0.45	0.16	0.29	100

Примечание. 1 – рис. 5а, спектр (сп.) 1 титаномагнетит по площади, 2 – рис. 5а, сп. 2 титаномагнетит по площади между ламеллами, 3 – рис. 5а, сп. 4 ильменит на периферии магнетита, 4 – рис. 5а, сп. 3 ильменит крупная ламель, 5 – рис. 5б, сп. 1 ильменит крупная ламель, 6 – рис. 5б, сп. 2 магнетит у ламели, 7 – рис. 5б, сп. 4 магнетит в структуре распада, 8 – рис. 5б, сп. 5 ильменит мелкая ламель в структуре распада, 9 – рис. 5в, сп. 2 титаномагнетит по площади, 10 – рис. 5г, сп. 2 ильменит по площади.

Note. 1 – Fig. 5a, spectrum (sp.) 1 titanomagnetite area, 2 – Fig. 5a, sp. 2 titanomagnetite area between the lamellae, 3 – Fig. 5a, sp. 4 ilmenite at the periphery of magnetite, 4 – Fig. 5a, sp. 3 large ilmenite lamellae, 5 – Fig. 5b, sp. 1 large ilmenite lamellae, 6 – Fig. 5b, sp. 2 magnetite near lamellae, 7 – Fig. 5b, sp. 4 magnetite in the decay, 8 – Fig. 5b, sp. 5 fine ilmenite lamellae in the decay, 9 – Fig. 5v, sp. 2 titanomagnetite area, 10 – Fig. 5r, sp. 2 ilmenite area.

более высокотемпературных рудных меланократовых пород к относительно более низкотемпературным лейкократовым породам и анортозитам [20]. Это происходит на фоне общей эволюции кристаллизующегося рудоносного расплава: в сторону накопления в составе остаточного лейкократового расплава, концентрирующегося в верхней части макро- и микроритмов, наиболее легкоплавких и легколетучих элементов (натрия, алюминия, кремнезема, фосфора, фтора и др.). Такая направленная и взаимосвязанная эволюция в составах пород и в содержаниях галогенов в апатите в ритмично-расслоенном разрезе [20] может быть связана с образованием автономных флюидно-магматических систем [10], которые соответствуют объему (или размерам) отдельных микро- и макроритмов и границы которых характеризуются дискретным и односторонним снижением концентраций галогенов в апатите.

Изучение распределения галогенов в гидроксилсодержащих силикатах показало (см. табл. 2), что в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения амфиболы поздних реакционных кайм наиболее обогащены хлором. В то же время уралитовый амфибол хлора практически не содержит. В амфиболе поздних реакционных кайм наблюдается отчетливая зональность по содержанию хлора. Концентрации его нарастают от 0.02–0.05 в уралите – до 0.12 мас. % в позднем амфиболе (в ферропаргасите), содержащем 17.7 мас. % Al₂O₃ и до 0.58 мас. % при содержании Al₂O₃ 19.0 мас. % в феррочермаките. В позднем биотите в каймах содержание хлора

также возрастает до 0.50 мас. %. При хлоритизации биотита Cl из него выносятся.

В максимально железистых и глиноземистых амфиболах ритмично-расслоенной серии также установлены максимальные содержания хлора (до 0.20–0.70 мас. %), которые резко снижаются (до 0.05 мас. % и менее) в бедном глиноземом амфиболе (уралите) центральных зон зональных кристаллов амфибола.

Наличие роста активности хлора на позднемагматическом этапе, как свидетельствуют данные [4, 13, 18, 21 и др.], может оказать существенное влияние на процесс рудообразования и, в частности, на формирование наиболее богатых железом сегрегационных магнетит-ильменитовых руд. Это особенно характерно для более хлороносного и глубинного Кусинского месторождения. В условиях высокой концентрации в расплавах и флюидах хлора и высокой активности воды и кислорода (Кусинское месторождение), наряду с густовкрапленным оруденением, формируются и самые мощные пластообразные тела массивных руд, в которых соотношение ильменит/титаномагнетит составляет 1/2, при этом титаномагнетит здесь самый низкотитанистый. Медведевский тип оруденения является переходным к более высокотитанистым титаномагнетит-ильменитовым рудам менее глубинных месторождений Копанского типа. В этом типе месторождений менее хлористые, но богатые фтором рудоносные расплавы определяют и в целом слабое развитие массивных руд, где титаномагнетит в густовкрапленных и массивных рудах наиболее богат титаном и относительно беден ванадием.

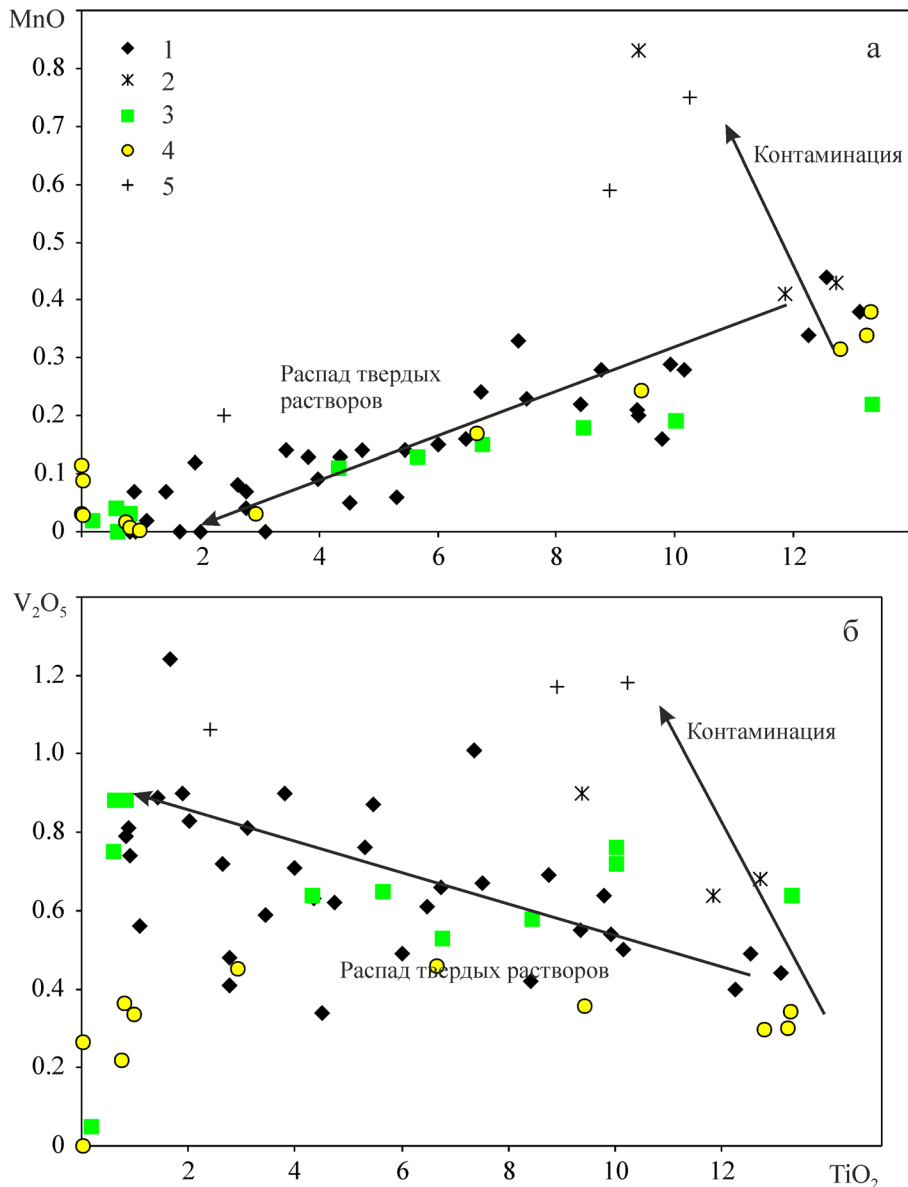


Рис. 6. Вариации в содержаниях TiO_2 , MnO , V_2O_5 (мас. %) в различных генерациях титаномагнетита в двухпироксеновом габбро и в других породах и рудах Медведевского месторождения.

1 – двухпироксеновое лейкогаббро, Кс-772; 2 – результаты измерений по площадям, показанным на рис. 5а–в, проба Кс-772; 3 – двухпироксеновое рудное меланогаббро, Кс-718; 4 – амфибол-соссуритовое габбро из ритмично-расслоенной серии, Кс-717; 5 – массивные титаномагнетитовые руды, Кс-740. Стрелками показаны изменения составов при контаминации и распаде твердых растворов.

Fig. 6. Variations of the content of TiO_2 , MnO , V_2O_5 (wt %) in different generations of titanomagnetite in two-pyroxene gabbro and other rocks and ores of Medvedevskoe deposit.

1 – two-pyroxene leucogabbro, Kc-772; 2 – the results of measurements covering the area are shown in Fig. 5a–v, Kc-772; 3 – two-pyroxene ore-bearing melanogabbro, Kc-718; 4 – amphibole-saussuritized gabbro from rhythmically layered series, Kc-717; 5 – massive titanomagnetite ores, Kc-740. The arrows indicate changes in composition during contamination and decay of solid solutions.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В данной статье (часть II) через специфику состава породообразующих и рудных минералов с использованием новых геохимических характе-

ристик пород и руд, опубликованных ранее (см. часть I, [24]), поставлена задача определить минеральный состав и условия формирования Ti-Fe-V оруденения в двухпироксеновом габбро Медведевского месторождения. Как показано выше, прове-

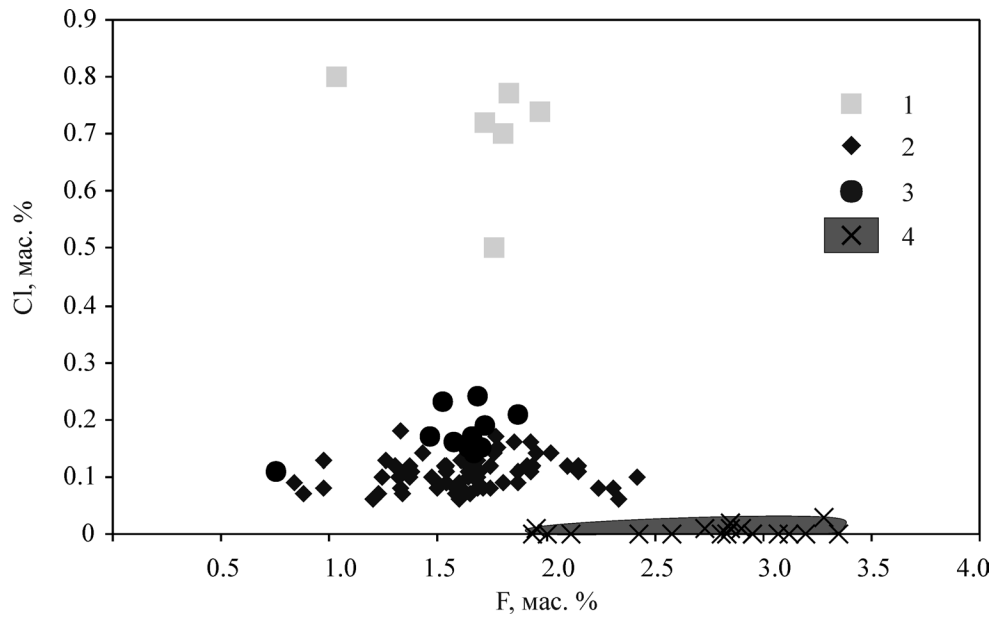


Рис. 7. Содержание фтора и хлора (мас. %) в апатитах из пород и руд Медведевского месторождения.

1 – двупироксеновое рудное габбро, Кс-718; 2 – ритмично-расслоенная серия от амфиболовых габбро до анортозитов; 3 – крупнозернистое амфиболовое габбро на контакте с ксенолитом мраморов: Кс-738, Кс-739; 4 – одна из даек гранитоидов, секущая габброиды массива.

Fig. 7. The content of fluorine and chlorine (wt %) in apatite from rocks and ores of Medvedevskoe deposit.

1 – ore-bearing two-pyroxene gabbro, Kc-718; 2 – rhythmically layered series from amphibole gabbro to anorthosite; 3 – coarse-grained amphibole gabbro at the contact with marble xenolith: Kc-738, Kc-739; 4 – one of the granitoid dykes cutting the gabbros of the massif.

денными исследованиями установлено, что образование густовкрапленного ильменитового и титаномагнетитового оруденений в двупироксеновом габбро и в амфибол-сосюритовой ритмично-расслоенной серии Медведевского месторождения происходило в различных физико-химических условиях, при различном режиме летучих (воды и галогенов) и кислорода. Оруденение в двупироксеновом габбро формировалось в условиях более окислительной обстановки и при повышенной активности хлора. Поэтому здесь на позднемагматическом этапе кристаллизовались менее железистые, относительно ритмично-расслоенной серии, но более богатые глиноземом амфиболы. Они образовали, как видно на рис. 2, свой особый тренд химического состава, без какого-либо перекрытия с амфиболами ритмично-расслоенной серии. Разница по алюминию в наиболее поздних амфиболах этих серий составляет почти 7.0 мас. %. Такая специфика является подтверждением охарактеризованной в части I данной статьи [24] первичной стадийности рудообразования на Медведевском и других месторождениях кусинско-копанского комплекса как результата неоднократных инъекций рудоносных магм. При этом было установлено, что рудоносное двупироксеновое габбро, по сравнению с амфибол-сосюритовым ритмично-расслоенным

габбро на Медведевском месторождении, выделяется существенно более высокими содержаниями таких сидерофильных элементов, как V, Cr, Ni. Был сделан вывод о том, что такая геохимическая особенность свидетельствует об образовании исходного расплава для рудоносного двупироксенового габбро на большей глубине, возможно в придонной части промежуточной интрузивной камеры. Здесь в составе флюидов концентрировался хлор, как это наблюдается в придонной части эталонных расслоенных массивов, что и определяет, наряду с более высокими содержаниями Cr, Ni, V, **рост содержания хлора** в расплаве двупироксенового габбро, его более высокий окислительный режим.

Другая важная проблема, которая рассмотрена в данной (II) части статьи, – это изучение стадийности рудогенеза на этапах кристаллизации рудоносных расплавов с формированием богатого густовкрапленного оруденения, характерного как для сосюритизированной ритмично-расслоенной серии, так и для более позднего двупироксенового габбро, заключается в оценке степени влияния на процессы рудообразования режима галогенов, воды и кислорода.

Соответственно, на основании вновь полученных данных выделены два этапа в образовании густовкрапленного оруденения, которые имеют место

в обеих исследуемых сериях: ранний кумулятивно-магматический и позднемагматический субсолидусный. Стадийность рудогенеза на позднемагматическом этапе связана с неравновесностью богатого водой и хлором остаточного флюидизированного расплава по отношению к ранее выделившимся первичным пороодообразующим и рудным минералам (пироксенам, плагиоклазу, титаномагнетиту и ильмениту), образующим первичный магматический каркас рудоносных пород.

Стадийность рудообразования как результат эволюции рудоносного расплава: этапы кристаллизации пород и руд, флюидно-магматическое взаимодействие

Ранний кумулятивно-магматический этап рудогенеза. Установлено, что ранние высокотемпературные генерации титаномагнетита и ильменита в той и другой рудоносных сериях имеют свой особый состав. Они заметно отличаются и по морфологии выделений.

Раннемагматический (округлый до каплевидного) *ильменит*, образующий включения в центральной части зональных кристаллов амфибола в ритмично-расслоенной серии или включения в пироксенах и зеленовато-бурой высокотитанистой роговой обманке дупироксенового габбро, характеризуется наиболее высокими содержаниями MgO и FeO* при минимальных содержаниях MnO и TiO₂. Для центральных зон таких ранних ильменитов обычны тонкие структуры распада с выделением многочисленных пластинок гематита или низкотитанистого магнетита. С понижением температуры состав ильменита закономерно меняется в направлении роста Mn-компоненты по схеме Fe(Mg)TiO₃ – MnTiO₃. Ранний **титаномагнетит** в обеих сериях – наиболее титанистый (до 13 мас. % TiO₂). Он преимущественно распространен в меланократовой части макро- и микроритмов. По данным ICP-MS анализа, этот ранний титаномагнетит беден ванадием и многими другими элементами-примесями [36].

С учетом морфологии и состава ранних генераций ильменита и титаномагнетита и позиции рудоносных тел может быть сделан вывод о том, что формирование густовкрапленного оруденения в ранней ритмично-расслоенной серии, как затем и в рудоносном дупироксеновом габбро, происходило на фоне преимущественной кумуляции в меланократовой части ритмов и в меланократовом дупироксеновом габбро именно таких ранних магматических кумулятивных минералов: высокотитанистого титаномагнетита и обогащенного магнием и железом ильменита. Соответственно, в генезисе оруденения предлагается выделить **ранний кумулятивно-магматический этап рудогенеза**. Этот вывод согласуется с данными других исследо-

вателей о том, что ильменит-титаномагнетитовые руды всех месторождений кусинско-копанского комплекса обладают всеми признаками кумулятивных образований [9], они залегают согласно с трахитоидностью габброидов, часто содержащих такой ранний минерал, как оливин, и имеют с ними резкие или постепенные, через зону вкрапленных руд, контакты.

При этом с учетом данных [16, 19] необходимо отметить, что кумуляция титаномагнетита в нижней части крупных макроритмов и в целом в западной придонной части Медведевского массива, происходит, в сравнении с ильменитом, более интенсивно. В меланократовых породах, обогащенных титаномагнетитом, выше степень окисления рудного железа, а в апатитах наблюдается более высокое содержание хлора [18]. В верхней приповерхностной восточной части разрезов в более лейкократовых породах снижается степень окисления железа, растет отношение Ti/Fe, а в апатите нарастает содержание фтора. При таких условиях здесь происходит преимущественная кристаллизация ильменита. В анортозитах Медведевского месторождения ильменит, как правило, также доминирует над титаномагнетитом.

Позднемагматический (субсолидусный) этап рудогенеза. На этом этапе формируется позднемагматический субсолидусный парагенезис, состоящий из позднемагматических генераций рудных минералов, богатого алюминием, железом и хлором сине-зеленого амфибола, богатых железом хлорита и биотита. Высокоглиноземистый и высокожелезистый амфибол, по составу соответствующий феррочермакиту и ферроэдентиту, является главным минералом субсолидусных кайм как в ритмично-расслоенной серии, так и в дупироксеновом габбро. Рудные минералы этого этапа – это богатый марганцем и титаном позднемагматический ильменит и обогащенный ванадием и хромом низкотитанистый титаномагнетит, т.е. рудные минералы II и III генераций. При этом позднемагматический ильменит образует две морфологические разновидности. Одна из них – в виде крупных зональных удлиненно-округлых, иногда футлярообразных кристаллов или относительно неправильных по форме выделений образует сидеронитовые структуры. В рудном дупироксеновом меланогаббро такая разновидность позднемагматического ильменита тяготеет к периферии крупных зональных зерен высокоглиноземистого и железистого амфибола. Другая морфологическая разновидность ильменита образуется при распаде раннего высокотитанистого титаномагнетита. Она наблюдается в виде сегрегационных кайм, окружающих распавшийся титаномагнетит или в виде рассекающих его прожилков, которые состоят из тонкозернистого ильменита в сростании с мелкочешуйчатым высокожелезистым и высокоглиноземистым

хлоритом. Такой поздний сегрегационный ильменит наиболее богат марганцем и титаном, но беден магнием и железом. Эта, третья, морфологическая разновидность ильменита более характерна для густовкрапленных руд ритмично-расслоенной серии.

В целом позднемагматический парагенезис породо- и рудообразующих минералов обусловлен взаимодействием богатого флюидом остаточного субсолидусного расплава с минералами раннего кумулятивно-магматического этапа петро- и рудогенеза. Это взаимодействие происходило в условиях существенного нарастания водно-флюидного давления и усиления активности хлора. Ранее для габбро-норитов Кусинского массива и месторождения [13] было установлено, что неравновесность остаточного расплава и хлор-водного флюида по отношению к ранее выделившимся пороодообразующим и рудным минералам выражалась в повышенной активности в субсолидусном расплаве и флюиде таких “остаточных” компонентов, как SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , CaO , H_2O , Cl , т.е. **компонентов, которые** накапливались в ходе фракционной кристаллизации. Соответственно, были предложены разные типы реакций (давление 6–7 кбар и температура около 600°C), ведущие к образованию поздних кайм вокруг ранних минералов в двух типах габбро-норитов этого массива и образованию мощных метасоматических ореолов вокруг крупных пластообразных магнетит-ильменитовых рудных тел Кусинского месторождения.

Наличие более высоких содержаний хлора в остаточном флюиде способствовало протеканию реакций и по “деферритизации” поздних силикатов, с экстракцией железа в субсолидусный флюид, который затем реагировал с ранним кумулятивно-магматическим высокотитанистым титаномагнетитом, с обрастанием и цементацией его зерен более низкотитанистым магнетитом. На конечном этапе это приводило к образованию густовкрапленных и сплошных массивных руд, в которых существенно возрастала доля бедной титаном магнетитовой минерализации. Это объясняет ранее выявленную для месторождений кусинско-копанской группы общую закономерность [19, 26], когда вкрапленные руды с соотношением ильменит/магнетит = 2/1 сменяются более богатыми рудами, в которых это соотношение становится близким 1/1, а затем и массивными рудами, где титаномагнетит уже доминирует над ильменитом.

Наряду с охарактеризованными главными стадиями (или этапами) рудогенеза, формирующими наиболее важное для минерации месторождений кусинско-копанской группы комплексное Ti-Fe-V густовкрапленное титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение, на месторождениях иногда в значительном масштабе (Кусинское месторождение) формируется и массивное титаномагнетитовое и титаномагнетит-ильменитовое

оруденение с образованием жило- и пластообразных рудных залежей.

Кроме того, становление массивов кусинско-копанского комплекса сопровождалось и весьма заметной постмагматической деятельностью. С массивами этого комплекса на постмагматическом этапе связано небольшое по масштабам скарново-магнетитовое оруденение и разнообразная камнесамоцветная минерализация.

Ниже, в самом общем виде, дополнительно выделен и рассмотрен этап, характеризующий формирование жило- и пластообразных титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых рудных залежей.

Этап формирования жило- и пластообразных титаномагнетитовых и титаномагнетит-ильменитовых рудных залежей. В качестве вполне самостоятельного может быть выделен и третий этап рудогенеза, в процессе которого формируются флюидизированные инъекционно-магматические жило- и пластообразные массивные титаномагнетитовые (Медведевское месторождение) или титаномагнетит-ильменитовые (Кусинское месторождение) руды. На Медведевском месторождении массивные руды такого типа встречаются в виде пластообразных тел среди более широко распространенных вкрапленных руд ритмично-расслоенной серии. Эти рудные тела имеют здесь незначительную мощность – первые десятки сантиметров и небольшую протяженность (10–30 м, редко больше). Они согласны в основном с полосчатостью пород, хотя имеют с вмещающими породами и вкрапленным оруденением и резкие тектонизированные контакты, вдоль которых проявляется интенсивная хлоритизация.

Эти руды первично, по-видимому, имели флюидно-кумулятивную природу [13, 14]. В развитие этого вывода можно выделить следующие особенности рудогенеза на этом этапе. Участие в формировании пластообразных рудных залежей значительного количества магматогенной флюидной фазы, богатой хлором. Это определяет формирование в связи с пластообразными рудными телами довольно мощных контактово-реакционных околорудных ореолов [22, 23] гранат-хлорит-амфиболового состава (Кусинское месторождение). При недостаточном количестве флюида и его более низкой хлорности формируются менее мощные тела массивных пластообразных, в данном случае существенно титаномагнетитовых руд Медведевского месторождения. Здесь эти рудные залежи не сопровождаются столь значительными контактово-реакционными ореолами. Они имеют лишь относительно слабую приконтактовую хлоритизацию.

Образование такого флюидизированного рудного кумулята происходило обычно на большой глубине, возможно в придонной части формирующихся габбровых массивов. Об этом свидетельствует, например, повышенное содержание в данном типе

руд и в составе отдельных рудных минералах Mg, Cr, Ni с образованием в составе руд наиболее глубинного Кусинского месторождения хромосодержащих рудных минералов: хромистого титаномагнетита, хромосодержащего хегбомита и эсколаита [3], с наиболее интенсивным накоплением хлора в составе апатитов.

В последующем происходило внедрение такого флюидизированного рудного расплава-кумулята в параллельные кровле термоусадочные полости, контракционные трещины или ослабленные зоны отслоения, при этом массивные пластообразные рудные тела закономерно вписывались в первичную магматическую стратификацию и зональность месторождений.

ВЫВОДЫ

1. Установлено, что эволюция исходных рудоносных расплавов для двух выделенных рудно-магматических серий Медведевского месторождения происходила при переменных физико-химических условиях, различных режимах летучих (воды и галогенов) и кислорода. Рудное двупироксеновое габбро формировалось здесь при более высокой фугитивности кислорода и повышенной активности хлора. Это определило кристаллизацию менее железистых амфиболов, которые образовали свой особый тренд эволюции химического состава, отличный от амфиболов рудоносного ритмично-расслоенного амфибол-сосюритового габбро. Окислительный режим определял и другие особенности минерального состава пород и руд двупироксенового габбро, в том числе пониженное начальное содержание суммарного железа в ильмените, общее более высокое содержание ванадия и хрома в титаномагнетите, существенный рост содержания хлора в апатите.

Такая специфика является свидетельством первичной стадийности рудообразования на Медведевском и других месторождениях кусинско-копанского комплекса, а также результатом неоднократных инъекций в структуру месторождений рудоносных магм. При этом было установлено, что исходный расплав для рудоносного двупироксенового габбро формировался на большой глубине, возможно в придонной части промежуточной интрузивной камеры. Поэтому здесь в составе флюидов концентрировался хлор, что и определяло наряду с более высокими содержаниями Cr, Ni, V рост содержаний хлора в расплаве двупироксенового габбро, его более высокий окислительный режим.

2. В образовании густовкрапленного оруденения выделены два этапа, которые имеют место в обеих исследуемых сериях Медведевского месторождения: ранний кумулятивно-магматический и позднемагматический субсолидусный – с участием в рудогенезе флюидизированного остаточного рас-

плава. Установлено, что на раннем кумулятивно-магматическом этапе рудогенеза ранние высоко-температурные генерации рудных минералов (титаномагнетита и ильменита) в той и другой рудоносных сериях имеют особый состав. Они заметно отличаются и по морфологии выделений.

Стадийность рудогенеза на позднемагматическом, а затем и постмагматическом этапе была связана с неравновесностью богатого водой и хлором остаточного флюидизированного расплава по отношению к ранее выделившимся первичным породообразующим и рудным минералам (пироксенам, амфиболу, плагиоклазу, титаномагнетиту и ильмениту), образующим первичный магматический каркас расслоенных рудоносных пород. На позднемагматическом (субсолидусном) этапе рудогенеза формируется парагенезис, состоящий из позднемагматических генераций рудных минералов и богатого алюминием, железом и хлором сине-зеленого амфибола. Этот высокоглиноземистый и высокожелезистый амфибол, по составу отвечающий феррочермакиту и ферроэдениту, является главным минералом субсолидусных кайм как в амфибол-сосюритовой ритмично-расслоенной серии, так и в двупироксеновом габбро. Рудные минералы данного этапа – это богатый марганцем и титаном позднемагматический ильменит и обогащенный ванадием и хромом низкотитанистый титаномагнетит.

3. В качестве вполне самостоятельного может быть выделен третий этап рудогенеза, в процессе которого формировались флюидизированные инъекционно-магматические (флюидно-кумулятивные) жило- и пластообразные массивные титаномагнетитовые (Медведевское) или титаномагнетит-ильменитовые (Кусинское месторождение) руды.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-5-00576.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Э.А. (1986) Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород. *Записки ВМО. СХV*(2), 155-165.
2. Багдасаров Э.А. (2010) Типохимические особенности кристаллохимических параметров ильменитов и их прикладное значение. *Региональная геология и металлогения. (44)*, 34-41.
3. Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К. (2005) Хегбомит из ильменит-магнетитовых руд Кусинского массива (Южный Урал). *Записки РМО. (2)*, 84-90.
4. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Воронина Л.К. (2003) Распределение галогенов в расслоенных габброидах Кусинской интрузии. *Ежегодник-2002*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 224-227.
5. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2011) Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей Кусинско-Копанского интрузивного

- комплекса (Южный Урал). *Литосфера*. (5), 124-130.
6. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. (1986) Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 192 с.
 7. Готтман И.А. (2014) Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 23 с.
 8. Готтман И.А., Замятин Д.А. (2013) Высокоглиноземистые клинопироксены в горнблендитах – продукт кристаллизации флюидонасыщенного расплава. *Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 160, 193-198.
 9. Карпова О.В. (1974) Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 152 с.
 10. Маракушев А.А., Безмен Н.И. (1992) Минералогическо-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 315 с.
 11. Полтавец Ю.А. (1975) Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (6), 63-72.
 12. Симакин А.Г., Салова Т.П., Армиенти Т. (2003) Кинетика роста клинопироксена из водосодержащего гавайитового расплава. *Геохимия*. (12), 1275-1285.
 13. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. (2001) Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала. *Геология руд. месторождений*. **43**(2), 112-128.
 14. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д. (2005) Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала. *Геология руд. месторождений*. **47**(5), 421-443.
 15. Ферштатер Г.Б., Чашухина В.А., Вилисов В.А. (1984) Распределение хлора и фтора в апатите, включенном в различные породообразующие минералы магматических пород. *Докл. АН СССР*. **276**(5), 1228-1233.
 16. Фоминых В.Г. (1968) Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии. *Минералы месторождений полезных ископаемых Урала*. Свердловск: УФАН СССР, 24-27.
 17. Фоминых В.Г., Краева Ю.П. (1986) Ильменитовые вроски в клинопироксенах титаноносных габброидов западного склона Урала. *Ежегодник-1985*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 109-112.
 18. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. (1988) Роль галогенов в титаномагнетитовом оруденении Урала. *Геология руд. месторождений*. (4), 89-95.
 19. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. (1984) (Отв. ред. А.М. Дымкин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 264 с.
 20. Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. (2012) Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (кусинско-копанский комплекс Южного Урала). *Литосфера*. (5), 145-165.
 21. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 395 с.
 22. Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Бочарникова Т.Д. (2004) Симметричная зональность контактового ореола массивных ильменит-магнетитовых руд в Кусинском месторождении. *Геология и металлогения ультрамафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: мат-лы Междунар. науч. конф. "X чтения А.Н. Заварицкого"*. Екатеринбург: УрО РАН, 298-302.
 23. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Г., Прибавкин С.В. (2005) Титаномагнетит-ильменитовое и скарново-магнетитовое оруденение в рифтогенных структурах с различной геологической историей (Южный Урал). *Скарны, их генезис и рудоносность: мат-лы Междунар. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116-124.
 24. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д., Коновалова Е.В. (2015) Состав и условия формирования **Ti-Fe-V оруденения в дупироксеновом габбро** Медведевского месторождения (Южный Урал). Часть I. *Литосфера* (6), 69-82.
 25. Шабалин Л.И. (2010) Титаномагнетитовые месторождения (геология, генезис, перспективы промышленного использования). Новосибирск: СНИИГТИМС, 174 с.
 26. Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. (1959) Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. *Вопросы геологии Урала. Вып. 1*. Свердловск: УФАН СССР, 13-40.
 27. Boudreau A.E., McCallum I.S. (1989) Investigations of the Stillwater complex: Pt V. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**(2), 138-153.
 28. Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31**, 1353-1378.
 29. Buddington A.F., Lindsley D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* **5**(2), 310-357.
 30. Hammarstrom J.M., Zen E-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.* **71**(11/12), 1297-1313.
 31. London D. (2008) Pegmatites. *Can. Min., Spec. Publ.* (10), 347 p.
 32. Loucks R.R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geol.* **18**, 346-349.
 33. Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **139**, 541-554.
 34. Onuma K., Akasaka M., Yagi K. (1981) The bearing of the system CaMgSi₂O₆-CaAl₂SiO₆-CaFeAlSiO₆ on fassaite pyroxene. *Lithos*. **14**(3), 173-182.
 35. Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**, 189-99.
 36. Shagalov Ev.S., Holodnov V.V. (2010) Geochemistry of titanomagnetite in rocks and ores of Medvedevskoe

deposit, Southern Urals. *20th General Meeting of the International Mineralogical Association Acta mineralogica-petrographica Abstract series*. **6**, 531.

37. Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5–13.0 kbar. *Terra abstracts*. **3**(1), 30.

Composition and conditions of ilmenite and titanomagnetite ore-formation in two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit (Southern Urals). II. Staging of ore-genesis as a result of evolution of ore-bearing melt

V. V. Holodnov, E. S. Shagalov, T. D. Bocharnikova, E. V. Konovalova

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

On the base of new petrochemical and geochemical data with specificity in the compositions of rock-forming and ore minerals was determined the conditions of formation of Ti-Fe-V mineralization in the two-pyroxene gabbro of Medvedevskoe deposit. Two stages of formation of abundant mineralization were distinguished. They occur in the rhythmically stratified amphibole-saussuritized gabbro of early cumulatively-magmatic stage and in the late-magmatic (subsolidus) stage. Staging of ore-genesis during the late-magmatic phase is related to the non-equilibrium of residual fluidized melt enriched with water and chlorine to the previously extracted rock-forming and ore minerals (pyroxene, plagioclase, titanomagnetite and ilmenite) which formed a primary magmatic frame and layering of ore-bearing rocks.

Key words: *Kusinsko-Kopansky intrusive complex, magnetite-ilmenite deposits, composition, age, rocks and ores genesis of the Medvedevskoe deposit, stage ore genesis, fluid regime, composition and content of halogens.*

REFERENCES

1. Bagdasarov E.A. (1986) [Comparative characteristics of ilmenite composition of igneous rocks]. *Zapiski VMO*. **CXV**(2), 155-165. (In Russian).
2. Bagdasarov E.A. (2010) [Typochemical features crystal-chemical parameters of ilmenite and their practical importance]. *Regional'naja geologija i metallogenija*. **(44)**, 34-41. (In Russian).
3. Bocharnikova T.D., Pribavkin S.V., Holodnov V.V., Voronina L.K. (2005) [Högbomite from of ilmenite-magnetite ores Kusa massif (the South Urals)]. *Zapiski RMO*. **(2)**, 84-90. (In Russian).
4. Bocharnikova T.D., Holodnov V.V., Pribavkin S.V., Voronina L.K. (2003) [Distribution of halogens in the layered gabbros of Kusa intrusion]. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 224-227. (In Russian).
5. Bocharnikova T.D., Holodnov V.V., Shagalov E.S. (2011) [The composition and sources of fluids in skarns of mineral mines Kusa-Kopansky intrusive complex (the South Urals)]. *Litosfera*. **(5)**, 124-130. (In Russian).
6. Bushljakov I.N., Holodnov V.V. (1986) *Galogeny v petrogenezise rudonosnosti granitoidov* [Halogens in the genesis and ore-bearing of granitoids]. M.: Nauka, 192 s. (In Russian).
7. Gottman I.A. (2014) *Gornblendity dunit-clinopiroksenit-gabbrovyykh kompleksov Urala: petrologija i genesis. Avtoref. diss. ... kand. geol.-min. nauk*. [Hornblendites dunit-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Urals: Petrology and genesis. Abstr. diss. ... Cand. geol.-min. sciences]. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 23 s. (In Russian).
8. Gottman I.A., Zamjatin D.A. (2013) [The high-aluminum clinopyroxene in hornblendites is the fluid-saturated melt crystallization product]. *Ezhegodnik-2012. Tr. IGG UrO RAN*. Vyp. 160. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, 193-198. (In Russian).
9. Karpova O.V. (1974) *Titanomagnetitovye rudy Juzhno-go Urala* [Titanomagnetite ores of the Southern Urals]. M.: Nauka Publ., 152 s. (In Russian).
10. Marakushev A.A., Bezmen N.I. (1992) *Mineralogopetrograficheskie kriterii rudosnosti izverzhennykh porod* [Mineralogical and petrographic criteria for ore-bearing igneous rocks]. M.: Nedra Publ., 315 s. (In Russian).
11. Poltavets Yu.A. (1975) [Discussion titanomagnetite geothermometer Buddington-Lindsley based on comparative analysis of magnetite series spinels equilibria]. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.* **(6)**, 63-72. (In Russian).
12. Simakin A.G., Salova T.P., Armienti T. (2003) [Kinetics of clinopyroxene growth from hydrous melt hawaiiite]. *Geohimija*. **(12)**, 1275-1285. (In Russian).
13. Fershtater G.B., Holodnov V.V., Borodina N.S. (2001) [Conditions of formation and genesis of Rifean ilmenite-titanomagnetite deposits of the Urals]. *Geol. rud. mestorozhd.* **43**(2), 112-128. (In Russian).
14. Fershtater G.B., Holodnov V.V., Pribavkin S.V., Borodina N.S., Bocharnikova T.D. (2005) [Rift magmatism and mineralization in the Southern Urals]. *Geol. rud. mestorozhd.* **47**(5), 421-443. (In Russian).
15. Fershtater G.B., Chashchuhina V.A., Vilisov V.A. (1984) [Chlorine and fluorine distribution in apatite, which is incorporated in the various rock-forming minerals of igneous rocks]. *Docl. Akad. Nauk SSSR*.

- 276(5), 1228-1233. (In Russian).
16. Fominykh V.G. (1968) [Titanomagnetite from rocks of Kusa gabbro-dabase intrusion]. *Mineraly mestorozhdenij poleznykh iskopaemykh Urala*. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 24-27. (In Russian).
 17. Fominykh V.G., Kraeva Yu.P. (1986) [Ilmenite intergrowths in clinopyroxene of titan-bearing gabbro the western slope of the Urals]. *Ezhegodnik-1985*. Sverdlovsk: IGG UNTs AN SSSR, 109-112. (In Russian).
 18. Fominykh V.G., Holodnov V.V. (1988) [The role of halogens in titanomagnetite mineralization of the Urals]. *Geol. rud. mestorozhd.* (4), 89-95. (In Russian).
 19. *Formatsii titanomagnetitovykh rud i zhelezistykh kvartsitov: Zhelezorudnye mestorozhdenija Urala*. (Otv. red. A.M. Dymkin) [Formations of titanomagnetite ores and ferruginous quartzites: Iron ore deposits of the Urals. (Ed. A.M. Dymkin)]. (1984) Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 264 s. (In Russian).
 20. Holodnov V.V., Bocharnikova T.D., Shagalov E.S. (2012) [Composition, age and genesis of magnetite-ilmenite ores Middle Riphean stratified Medvedevsky massif (Kusa-Kopanskii complex of the South Urals)]. *Leetosfera*. (5), 145-165. (In Russian).
 21. Holodnov V.V., Bushljakov I.N. (2002) *Galogeny v endogennom rudoobrazovanii* [Halogens in the endogenous ore formation]. Ekaterinburg: UrO RAN, 395 s. (In Russian).
 22. Holodnov V.V., Pribavkin S.V., Borodina N.S., Fershtater G.B., Bocharnikova T.D. (2004) [Symmetrical zoning of the contact aureole of massive ilmenite-magnetite ores in Kusa deposit]. *Geologija i metallogenija ul'tramafit-mafitovykh i granitoidnykh intruzivnykh assotsiatsij skladchatykh oblastej: materialy Mezhdunarodnoj nauchnoj konferentsii "X chtenija A.N. Zavaritskogo"*. Ekaterinburg: UrO RAN, 298-302. (In Russian).
 23. Holodnov V.V., Fershtater G.B., Borodina N.S., Bocharnikova T.G., Pribavkin S.V. (2005) [Titanomagnetite-ilmenite and magnetite-skarn mineralization in rift structures with different geological history (the South Urals)]. *Skarny, ikh genezis i rudonosnost': materialy Mezhdunarodnoj nauchnoj konferentsii*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN. 116-124. (In Russian).
 24. Holodnov V.V., Shagalov E.S., Bocharnikova T.D., Konovalova E.V. (2015) [Composition and condition of ilmenite and titanomagnetite mineralization in two-pyroxene gabbro Medvedevskoj deposit (Southern Urals). I. Petrochemical and geochemical characteristics of rocks and ores]. *Chast' I. Litosfera*. (6), 69-82. (In Russian).
 25. Shabalin L.I. (2010) *Titanomagnetitovye mestorozhdenija (geologija, genezis, perspektivy promyshlennogo ispol'zovanija)* [Titanomagnetite deposit (geology, genesis, the prospects for industrial use)]. Novosibirsk: SNIIGiMS, 174 s. (In Russian).
 26. Shtejnberg D.S., Kravtsova L.I., Varlakov A.S. (1959) [The main features of the geological structure of Kusa gabbro intrusions and included ore deposits]. *Voprosy geologii Urala*. Vyp. 1. Sverdlovsk: UFAN SSSR, 13-40. (In Russian).
 27. Boudreau A.E., McCallum I.S. (1989) Investigations of the Stillwater complex: Pt V. Apatites as indicators of evolving fluid composition. *Contrib. Mineral. Petrol.* **102**(2), 138-153.
 28. Brey G.P., Köhler T. (1990) Geothermometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31**, 1353-1378.
 29. Buddington A.F., Lindsley D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* **5**(2), 310-357.
 30. Hammarstrom J.M., Zen E-An. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.* **71**(11/12), 1297-1313.
 31. London D. (2008) Pegmatites. *Can. Min., Spec. Publ.* (10), 347 p.
 32. Loucks R.R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geol.* **18**, 346-349.
 33. Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Pt I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* **139**, 541-554.
 34. Onuma K., Akasaka M., Yagi K. (1981) The bearing of the system CaMgSi₂O₆-CaAl₂SiO₆-CaFeAlSiO₆ on fassaite pyroxene. *Lithos.* **14**(3), 173-182.
 35. Otten M.T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**, 189-99.
 36. Shagalov Ev.S., Holodnov V.V. (2010) Geochemistry of titanomagnetite in rocks and ores of Medvedevskoe deposit, Southern Urals. *20th General Meeting of the International Mineralogical Association Acta mineralogica-petrographica. Abstract series.* **6**, 531.
 37. Schmidt M.W. (1991) Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650°C, 3.5-13.0 kbar. *Terra abstracts.* **3**(1), 30.