

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДВУПИРОКСЕНОВОМ ГАББРО МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). I. ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД И РУД

© 2015 г. В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Т. Д. Бочарникова, Е. В. Коновалова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: holodnov@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2015 г.

Принята к печати 01.06.2015 г.

В статье на основании новых петрохимических и геохимических данных охарактеризованы условия формирования Fe-V-Ti оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения. Выделены два этапа в образовании густовкрапленного оруденения, которые имеют место и в ритмично-расслоенном амфибол-соссюритовом габбро этого месторождения: ранний кумулятивно-магматический и поздний (субсолидусный). Стадийность рудогенеза на позднемагматическом этапе связана с неравновесностью богатого водой и хлором остаточного флюидизированного расплава по отношению к ранее выделившимся первичным породообразующим и рудным минералам (пироксенам, плагиоклазу, титаномagnetиту 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, геохимия пород и руд.

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа продолжает публикации результатов (Холоднов и др., 2012; Бочарникова и др., 2011; и др.) по изучению состава и условий формирования различных рудно-магматических образований Медведевского расслоенного массива и одноименного крупного титаномagnetит-ильменитового месторождения.

На Медведевском месторождении, которое вскрывается карьером “Передовой”, исследованы два рудоносных комплекса пород. Один образован амфибол-соссюритовым ритмично-расслоенным габбро с пластами интенсивно соссюритизированного анортозита и маломощными пластообразными залежами массивных существенно титаномagnetитовых руд. Данные по этому комплексу опубликованы (Холоднов и др., 2012). Второй представлен рудным двупироксеновым габбро (и габбро-норитами), по составу варьирующим от богатого рудной минерализацией двупироксенового габбро до безрудного более лейкократового габбро. Ранее, при отсутствии геологических пересечений, только по представлениям о более интенсивной степени “метаморфизма” ритмично-расслоенного габбро-анортозитового комплекса, а также об особенно-

стях состава основных породообразующих и рудных минералов и их геохимических характеристиках, ритмично-расслоенный соссюритизированный габбро-анортозитовый комплекс был отнесен нами к более ранней ассоциации (серии) пород, а нематоморфизованные габбро-нориты и двупироксеновое габбро условно считались более поздней рудоносной серией (Холоднов и др., 2012).

Данные датирования (Холоднов и др., 2012; и др.) в целом не несут информации о последовательности формирования рудоносных габбровых массивов и титаномagnetит-ильменитовых месторождений кусинско-копанского комплекса и составляющих их рудно-магматических образований. Они свидетельствуют о довольно узком диапазоне их формирования – 1380–1390 млн лет назад. Так, габбро-нориты Кусинского месторождения Sm-Nd методом датированы возрастом 1388 млн лет, массивные пластообразные руды этого же месторождения – 1392 млн лет, габбро-нориты Копанского массива (U-Pb, циркон) – 1385 млн лет, гипабиссальные граниты Рябиновского массива (циркон) – 1386 млн лет (Краснобаев и др., 2006), анортозиты Медведевского массива (циркон) – 1379–1385 млн лет. Значение данного диапазона отвечает нижнему возрастному рубежу среднего рифея. Завершается

магматизм в зоне Зюраткульского рифтогенного разлома внедрением даек гранит- и гранодиорит-порфиров, которые на Медведевском месторождении датируются возрастом (U-Pb, циркон) 1353 ± 16 млн лет. С учетом этих данных для средне-риффейской рифтогенной структуры Башкирского мегантиклинория может быть выделен диапазон 1390–1350 млн лет, который характеризует здесь разнообразный по составу внутриплитный магматизм этого периода рифтогенеза. В данном диапазоне формируются не только рудоносные интрузивы кусинско-копанского комплекса, но и вулканы (базальты и риолиты) машакской и кувашской свит, а также весь комплекс интрузивных пород (от габбро до гранитов и нефелиновых сиенитов) Бердяшского плутона. На субстрате трахибазальтов в кальдере небольшого по размерам вулкана начинается активно формироваться крупное редкометальное месторождение Сибирка. В этот же период происходит образование месторождений магнетита в составе саткинской свиты нижнего рифея, внедрение даек диабазов на Бакальском месторождении сидерита (Холоднов и др., 2012 и список литературы в ней).

В данной статье (части I и II) мы попытались через специфику в составе породообразующих и рудных минералов, геохимических характеристик пород и руд определить состав и условия формирования ильменитового оруденения в двупироксеновом габбро и на этом основании определить его место в ряду других рудных образований Медведевского месторождения. Предполагается, что двупироксеновые габброиды могут быть связаны с сосюритизированной ритмично-расслоенной рудоносной серией Медведевского месторождения единым магматическим очагом или единой промежуточной интрузивной камерой, где в результате процессов кристаллизационно-гравитационной дифференциации были сформированы рудоносные расплавы ранней и поздней серий этого месторождения. Последовательное внедрение рудносных магм из подобных промежуточных камер или из более крупной единой камеры в зону Зюраткульского рифтогенного разлома, по-видимому, и привело к формированию разнофациальных (по глубинности и флюидному режиму, а также по составу и масштабам рудной минерализации) интрузий кусинско-копанского рудно-магматического комплекса. Данные о составе и условиях образования первичных рудоносных магм для различных месторождений кусинско-копанского рудно-магматического комплекса были охарактеризованы в предшествующих публикациях (Ферштатер и др., 2001, 2005; Холоднов и др., 2005, 2012; и др.).

Согласно альтернативной точке зрения, неизмененное двупироксеновое габбро и габбро-нориты на Медведевском и других месторождениях кусинско-копанской группы, в первую очередь

на Кусинском (Алексеев и др., 1992; и др.), – это просто реликты (останцы) первичных пород, которые на постмагматическом этапе в условиях активизации тектонических движений в зоне разлома были метаморфизованы: амфиболизованы, сосюритизированы, альбитизированы, хлоритизированы и в связи с этим изменили состав первичных породообразующих и рудных минералов.

Другая задача настоящей статьи – охарактеризовать стадийность рудообразующего процесса, особенно на этапах формирования богатого густокрапленного оруденения, характерного как для сосюритизированной и уралитизированной ритмично-расслоенной серии, так и для двупироксеновых габбро. Кроме того, представляется важным оценить степень влияния на рудообразование режима воды, кислорода и галогенов, в частности хлора.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Медведевское титаномагнетит-ильменитовое месторождение приурочено к южной части расслоенного Медведевского габбрового массива, входящего в состав кусинско-копанского рудно-магматического комплекса. Оно расположено вблизи пос. Медведевка, в 20 км к северу от Копанского массива и южнее Кусинской интрузии и одноименного месторождения. Медведевское месторождение известно с 30-х гг. предыдущего столетия. В 1958–1959 гг. здесь проводились поисково-разведочные работы, а в 1964–1968 гг. – детальная разведка. В последние годы это месторождение вскрывается карьером “Передовой”. Региональная позиция, характеристика геологического строения и расслоенности вмещающих пород Медведевского месторождения даны в (Формации..., 1984; Холоднов и др., 2012 и список литературы в ней).

В геолого-структурном отношении Медведевское месторождение и массив вместе с другими месторождениями и интрузиями кусинско-копанского комплекса приурочены к Зюраткульскому рифтогенному разлому, где они образуют цепочку сильно вытянутых в субмеридиональном направлении стратифицированных (расслоенных) массивов, которые существенно различаются между собой по вещественному составу и условиям формирования. Это относится и к ассоциирующим с габброидами крупным титаномагнетит-ильменитовым месторождениям, которые на севере и юге рифтогенной структуры различаются не только составом оруденения, но и его масштабами, а также *PT*-условиями и флюидным режимом их формирования (Ферштатер и др., 2001, 2005; Холоднов и др., 2012; и др.).

Вместе с тем существуют и другие представления, объясняющие особенности состава и минерализации габбровых интрузий и месторождений кусинско-копанского комплекса (Малышев, 1957; Мясников, 1959; Штейнберг и др., 1959; Фоминых, 1968; Карпова, 1974; Алексеев, 1984; Парначев и др., 1986; и др.).

Медведевский массив и месторождение: состав и геологическое строение

Медведевский массив имеет северо-восточное простирание и падение на юго-восток под углом 40–70°. Длина массива около 12 км, ширина в южной части 1.5 км, в северной уменьшается до 200 м. По данным геологосъемочных работ, в лежачем боку месторождения, на западе габброиды массива непосредственно контактируют с карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея. Висячем боку массив перекрывают граниты и гранитоиды Губенской интрузии с полосой кварц-полевошпат-амфиболовых сланцев шириной до 100 м, развитых вдоль тектонического контакта между габброидами и гранитами. Наиболее изученная южная часть массива сложена в основном амфибол-сосюритовым полосчатым габбро с пластами анортозитов, телами пегматоидного габбро, горнблендитов, пироксенитов, амфиболсодержащего двупироксенового габбро и габбро-норитов. К поздним тектоническим нарушениям приурочены дайки диабазов и гранитоидов (гранит-порфиры). Возраст массива (1379 ± 8 млн лет) оценен по циркону из анортозитов расслоенной серии. Рудоносные габброиды секутся поздними дайками гранитоидов с конкордантным возрастом цирконов в одной из них 1353 ± 16 млн лет (Холоднов, Шагалав, 2012; Холоднов и др., 2012).

В ряде опубликованных работ (Штейнберг и др., 1959; Фоминых и др., 1968; Карпова, 1974; Алексеев и др., 1992; Ферштатер и др., 2001, 2005; Холоднов и др., 2012; и др.) охарактеризованы многие из особенностей состава и геологического строения массивов кусинско-копанского комплекса, которые позволяют квалифицировать их как расслоенные интрузивы. Медведевский массив также описывается как типичное стратифицированное тело, сложенное субпараллельными слоями габброидов разного состава, с выдержанным залеганием ориентированных текстур трахитоидности и полосчатости. Полосчатость, согласная с простиранием пород массива, имеет падение на юго-восток 40–70°. В зависимости от соотношений плагиоклаза и темноцветных минералов выделяются меланократовые (10–30% плагиоклаза), мезократовые (30–60% плагиоклаза) и лейкократовые (более 60% плагиоклаза) разновидности полосчатого габбро.

Расслоенность массива, по общему мнению, — это результат магматической кристаллизационно-

гравитационной дифференциации, продуктами которой в лежачем боку массива являются незначительные по мощности пластообразные тела пироксенитов и горнблендитов, оливиновых габбро-норитов, а висячем — лейкократовые разности габбро и анортозиты, а также Губенские граниты. С запада на восток в составе Медведевского и других массивов этого комплекса прослеживается увеличение количества плагиоклаза и уменьшение количества темноцветных минералов при закономерном изменении их состава (как проявление скрытой расслоенности) от западного лежачего бока массивов к восточному висячему (Формации..., 1984; Ферштатер и др., 2001; и др.).

Зональность и расслоенность — характерные признаки и при формировании рудных зон в составе Медведевского месторождения (Штейнберг и др., 1959; и др.). Так, в лежачем боку Западной (или Главной) рудной зоны этого месторождения залегают преимущественно вкрапленные титаномagnetитовые руды, а в висячем — вкрапленные существенно ильменитовые. Восточная рудная зона, расположенная вблизи восточного контакта месторождения и массива, почти целиком сложена вкрапленными ильменитовыми рудами. Среди пород здесь преобладают лейкогаббро и анортозиты. Маломощные пластообразные залежи сплошных титаномagnetитовых руд, встречающиеся преимущественно в составе Главной западной рудной зоны, также параллельны первичной стратификации массива.

Амфиболсодержащее двупироксеновое габбро встречается в виде линзообразных, пластообразных и других по форме тел и зон среди амфибол-сосюритового габбро и анортозитов ритмично расслоенной серии. В западной приконтактной стратифицированной части месторождения оно представлено рудной меланократовой разновидностью (проба Кс-718), а на дне забоя карьера “Передовой” это более крупное тело лейкократового двупироксенового габбро, характеризующегося незначительным содержанием рудных минералов (проба Кс-772) (рис. 1). Эти породы практически не метаморфизованы. Они обладают первичной трахитоидной структурой, первичной прямой зональностью плагиоклазов, содержат неизмененные пироксены.

Макроскопически двупироксеновое габбро — это черные, зеленовато-черные (в зависимости от количества в них амфибола) породы крупно-среднезернистые с трахитоидной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением табличек плагиоклаза. Они состоят из плагиоклаза (до 60–70% в лейкогаббро), клинопироксена (10), ортопироксена (1–2) и различного по составу и времени образования амфибола (до 20%), а также рудных минералов (ильменита, титаномagnetита) и апатита. Содержание рудных минералов (ильменита и титаномagnetита) сильно варьирует и мо-



Рис. 1. Места отбора проб дупипроксенового габбро.

Fig. 1. Sampling locations of two-pyroxene gabbro.

жет достигать 30 мас. % (Кс-718). Все пироксеносодержащие породы, как и габбро-нориты Кусинского месторождения (Ферштатер и др., 2001; и др.), имеют реакционные каймы позднемагматического амфибола вокруг рудных минералов и пироксенов. В каймах отмечаются также хлорит, биотит и эпидот. Это свидетельствует о том, что в таких породах слагающие их минералы образовались в два этапа. Минералы ранней ассоциации образуют каркас породы, а минералами второго этапа сложены каймы. Подобные каймы образуются в результате субсолидусного взаимодействия минералов с остаточным расплавом и флюидом и свидетельствуют о неравновесности всех минералов габброидов с последними порциями расплава и с отделившимся от расплава флюидом (Ферштатер и др., 2001; и др.).

Химический состав пород и руд Медведевского месторождения, геохимия микроэлементов

Химический состав пород и руд Медведевского месторождения, состав и содержание в них микроэлементов показаны в табл. 1, где приведены данные как по исследованным пробам неизмененного двупироксенового габбро (Кс-718 и Кс-772), так и данные для пород и руд ритмично-расслоенной серии (от Кс-717 до Кс-770), которые дополнительно к анализам, опубликованным ранее в (Холоднов и др., 2012), содержат данные по составу и содержанию микроэлементов. Расположение проб пород ритмично-расслоенной серии в таблице (слева направо) отражает их позицию (сверху вниз) в одном из ее вертикальных разрезов, более детально охарактеризованном в (Холоднов и др., 2012).

Химические анализы пород и руд выполнены в ИГГ УрО РАН на рентген-флуоресцентном волновом спектрометре СРМ-18, аналитики: Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, В.П. Власов, анализ Na_2O – на атомно-адсорбционном спектрометре ContrAA, аналитик Н.Г. Солошенко, потери при прокаливании – аналитик Г.С. Неупокоева. Исследования микроэлементного состава пород и руд методом ICP-MS выполнены на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-9000 с предварительным кислотным разложением в микроволновых печах, аналитик Д.В. Киселева.

Двупироксеновое габбро по химическому составу обнаруживает как сходство, так и некоторые различия относительно габброидов сосюритизированной ритмично-расслоенной серии. По содержанию и соотношению рудных компонентов (Fe_2O_3 и TiO_2) с некоторыми другими главными петрогенными компонентами (содержанием Al_2O_3 , MnO) они практически сходны (рис. 2б, г). В то же время содержание MgO относительно Al_2O_3 в двупироксеновом габбро несколько повышено (см. рис. 2а) и не наблюдается такого резкого накопления фосфора в более лейкократовой породе

(см. рис. 2в), как это происходит (до 0.60 мас. %) в лейкогаббро и анортозитах ритмично-расслоенной серии. Двупироксеновое габбро выделяется также резко повышенными содержаниями таких сидерофильных элементов, как V, Cr, Ni (см. рис. 2д, е). Например, в двупироксеновом габбро с густовкрапленным оруденением (Кс-718), имеющем аналогичные содержания главных рудных компонентов Fe и Ti – с густовкрапленным оруденением в породах ритмично-расслоенной серии (Кс-717, Кс-719), содержание V составляет 4048 против 500–800 г/т, т.е. в 5–6 раз выше, Cr соответственно 2526 против 7–14 г/т (в 250 раз выше), Ni – 319 5–6 г/т (в 60 раз выше). Здесь выше и содержания Cu – 325 против 60–90 г/т, повышены содержания таких микроэлементов, как Zn, Ga, Tl, Pb (см. табл. 1). В то же время наблюдаются более низкие содержания Sr, Ba, Th, U, Zr (рис. 3).

Эти особенности в распределении микроэлементов наследует и двупироксеновое лейкогаббро (Кс-772), где наряду с повышенными содержаниями V, Ni (относительно лейкократового габбро в ритмично-расслоенной серии) существенно более низкими являются содержания Th, U, Rb, Li, Ba, а также Pb, Nb, Ta (см. табл. 1).

Двупироксеновое габбро с густовкрапленным оруденением (Кс-718) существенно отличается от пород с густовкрапленным оруденением в ритмично-расслоенной серии (Кс-717, Кс-719) и по содержанию РЗЭ (см. табл. 1, рис. 4). В первом – суммарное содержание РЗЭ очень низкое – 0.80 против 9.65 г/т и более во вторых, кроме того, в двупироксеновом габбро наблюдается слабая отрицательная Eu аномалия (см. рис. 4).

В сосюритизированной ритмично-расслоенной серии содержание и степень фракционирования РЗЭ определяются количеством в породах рудной фазы и содержанием плагиоклаза в лейкократовой части макро- и микроритмов. Так, с ростом содержания суммарного железа (от 13.5 до 48 мас. %) и титана (от 2.7 до 15.4 мас. % TiO_2), характеризующих интенсивность оруденения, содержание суммы РЗЭ в рудоносных меланократовых породах снижается от 50–40 до 9 г/т, с одновременным снижением степени фракционирования РЗЭ. La/Yb отношение уменьшается от 7–12 до 4.5. В анортозитах сумма РЗЭ максимальна (до 80 г/т), наблюдается и наиболее значительная положительная аномалия Eu. Рост La/Yb отношения (до 15.0) отражает заметный рост степени фракционирования РЗЭ.

Двупироксеновое лейкогаббро (Кс-772) по составу РЗЭ также несколько отличается от близких по содержанию глинозема лейкогаббро ранней ритмичной серии. Оно характеризуется невысокой суммой РЗЭ – 24 против 50–60 г/т и более низким La/Yb отношением 3.9 против 9.0–12. В то же время в лейкогаббро (Кс-772) содержание РЗЭ существенно выше по сравнению с рудным

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (г/т) в породах и рудах Медведевского месторождения**Table 1.** Contents of major (wt %) and trace elements (ppm) in rocks and ores Medvedevskojje deposit

Образец	Кс-772	Кс-718	Кс-717	Кс-719	Кс-720	Кс-721	Кс-722	Кс-723	Кс-724
SiO ₂	46.71	25.00	35.17	21.10	50.41	51.12	41.80	35.57	40.59
Al ₂ O ₃	14.88	9.98	10.26	7.36	20.09	20.18	8.78	9.33	9.42
TiO ₂	2.94	13.28	8.76	15.36	1.50	1.99	5.01	9.38	4.33
FeO _{общ}	15.33	42.00	34.00	48.00	10.25	9.18	24.64	29.00	28.00
MgO	5.31	5.97	5.38	4.90	2.53	2.08	5.84	5.70	5.29
MnO	0.18	0.23	0.21	0.26	0.10	0.10	0.18	0.22	0.17
CaO	12.80	3.71	6.06	3.05	9.68	10.05	10.51	9.57	9.78
Na ₂ O	2.41	0.00	0.46	0.16	2.85	2.89	0.80	0.69	0.62
K ₂ O	0.14	0.23	0.49	0.05	0.04	0.03	0.55	0.58	0.46
P ₂ O ₅	0.05	0.13	0.15	0.05	0.62	0.53	0.38	0.19	0.24
П.п.п.	0.10	1.00	0.80	0.00	1.80	1.40	1.20	0.20	0.90
Сумма	100.85	101.54	101.74	100.34	99.87	99.56	99.69	100.44	99.81
Образец	Кс-725	Кс-770-8	Кс-770-7	Кс-770-6	Кс-770-5	Кс-770-4	Кс-770-3	Кс-770-2	Кс-770-1
SiO ₂	48.07	46.39	40.91	42.32	38.57	46.05	41.12	46.80	47.90
Al ₂ O ₃	17.81	14.14	11.31	13.06	11.30	14.74	12.00	15.20	15.12
TiO ₂	2.67	3.94	6.55	6.55	9.38	3.60	8.77	3.86	2.72
FeO _{общ}	13.50	16.50	23.54	20.47	24.80	16.37	21.31	16.04	15.20
MgO	3.41	4.40	5.08	4.67	4.50	4.16	4.45	3.94	4.14
MnO	0.12	0.17	0.20	0.20	0.22	0.16	0.22	0.16	0.15
CaO	8.95	10.59	10.03	10.14	9.23	10.63	9.16	9.78	9.57
Na ₂ O	2.66	3.02	2.25	2.49	1.96	3.37	3.00	3.36	3.84
K ₂ O	0.06	0.47	0.64	0.63	0.65	0.38	0.49	0.42	0.56
P ₂ O ₅	0.25	0.38	0.28	0.27	0.19	0.33	0.12	0.20	0.22
П.п.п.	1.60	0.70	0.30	0.40	0.20	0.80	0.50	0.90	1.10
Сумма	99.08	100.70	101.09	101.2	101.00	100.59	101.14	100.66	100.52
Образец	Кс-772	Кс-718	Кс-717	Кс-719	Кс-720	Кс-721	Кс-722	Кс-723	Кс-724
Li	4.99	1.58	6.59	4.84	7.47	7.35	8.89	8.72	8.96
Be	0.25	0.00	0.19	0.31	0.31	0.25	1.34	0.24	0.58
B	1.14	0.00	0.00	0.00	4.64	8.65	0.53	2.34	0.95
Sc	41.07	11.95	30.33	27.49	8.03	6.28	31.14	29.02	32.69
V	444.08	4047.99	633.13	804.87	106.23	96.64	342.96	513.62	360.10
Cr	4.94	2526.23	6.82	13.92	7.50	0.84	1.42	3.19	1.99
Co	52.69	77.93	44.32	108.52	19.33	17.32	55.77	55.10	64.60
Ni	23.14	319.01	5.55	6.25	3.34	1.88	4.95	5.45	7.16
Cu	62.77	325.40	64.17	92.61	21.87	16.45	49.22	60.32	27.80
Zn	94.53	206.77	182.85	160.62	65.78	44.23	141.53	130.33	120.59
Ga	22.44	49.98	21.27	22.64	23.86	24.22	18.56	19.03	24.80
Ge	1.45	0.25	0.85	0.50	0.85	1.00	1.00	1.04	1.60
As	1.55	2.62	2.23	2.46	0.88	0.94	1.40	1.85	1.58
Se	0.82	0.57	0.40	0.82	0.42	0.34	0.47	0.42	0.51
Rb	3.44	0.11	12.41	1.57	0.61	0.64	8.45	12.34	4.26
Sr	625.43	1.33	312.17	57.40	696.32	749.47	206.25	371.57	541.01
Y	8.84	0.23	6.57	3.00	12.79	12.24	12.40	7.22	13.79
Zr	12.81	0.55	2.81	1.76	20.24	33.95	9.13	7.63	19.84
Nb	1.75	3.14	7.11	12.45	4.91	7.34	5.88	7.67	6.65
Mo	0.13	0.06	0.12	0.07	0.21	0.19	0.13	0.16	0.24
Ag	0.08	0.18	0.12	0.23	0.14	0.12	0.12	0.16	0.13
Cd	0.12	0.02	0.09	0.05	0.04	0.06	0.09	0.04	0.09
Sn	0.34	0.94	0.39	0.63	0.36	0.44	0.64	0.40	1.37

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Образец	Кс-772	Кс-718	Кс-717	Кс-719	Кс-720	Кс-721	Кс-722	Кс-723	Кс-724
Sb	0.02	0.11	0.05	0.06	0.08	0.09	0.07	0.05	0.07
Cs	0.29	0.02	1.01	0.15	0.04	0.03	0.63	0.73	0.09
Ba	121.79	6.44	255.22	81.83	66.13	78.53	306.83	200.14	143.87
La	2.51	0.17	3.03	1.11	12.80	12.31	6.99	3.63	7.99
Ce	6.66	0.28	7.42	2.76	30.49	28.65	17.54	8.80	19.71
Pr	1.02	0.04	1.12	0.41	3.84	3.61	2.47	1.22	2.73
Nd	5.49	0.15	5.53	2.19	17.63	16.18	12.18	6.36	13.05
Sm	1.57	0.03	1.41	0.60	3.66	3.23	2.89	1.50	3.02
Eu	0.95	0.01	0.66	0.41	1.55	1.60	1.01	0.79	1.30
Gd	1.76	0.03	1.53	0.68	3.10	2.98	2.88	1.65	3.06
Tb	0.27	0.00	0.21	0.10	0.42	0.39	0.40	0.22	0.43
Dy	1.67	0.03	1.36	0.63	2.60	2.48	2.61	1.48	2.79
Ho	0.33	0.01	0.26	0.12	0.49	0.47	0.51	0.28	0.54
Er	0.82	0.02	0.68	0.32	1.23	1.18	1.29	0.71	1.42
Tm	0.11	0.00	0.09	0.04	0.15	0.15	0.17	0.09	0.19
Yb	0.64	0.04	0.62	0.25	0.88	0.98	0.95	0.56	1.09
Lu	0.10	0.00	0.07	0.03	0.12	0.13	0.13	0.08	0.16
Hf	0.42	0.02	0.18	0.13	0.48	0.84	0.39	0.32	0.63
Ta	0.19	0.21	0.52	2.84	0.30	0.47	0.37	0.56	0.42
W	0.25	0.27	0.14	0.24	0.09	0.07	0.12	0.17	0.26
Tl	0.07	0.25	0.07	0.03	0.07	0.03	0.06	0.10	0.03
Pb	2.81	7.53	1.74	1.53	3.85	3.83	3.30	2.52	3.74
Bi	0.01	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
Th	0.09	0.03	0.14	0.04	0.66	0.92	0.34	0.20	0.61
U	0.02	0.08	0.09	0.02	0.19	0.33	0.13	0.07	0.20
Образец	Кс-725	Кс-770-8	Кс-770-7	Кс-770-6	Кс-770-5	Кс-770-4	Кс-770-3	Кс-770-2	Кс-770-1
Li	9.94	11.65	13.70	12.93	13.69	10.28	11.79	11.87	13.78
Be	0.47	0.44	0.56	0.39	0.52	0.48	0.51	0.41	0.52
B	9.17	3.54	2.55	3.44	2.08	2.51	2.49	3.06	3.59
Sc	12.18	31.53	41.93	33.39	41.39	29.59	35.30	25.78	28.19
V	208.36	276.50	432.57	370.08	497.57	240.96	396.60	249.88	235.23
Cr	9.30	4.18	4.81	4.26	5.00	5.29	5.36	14.10	16.17
Co	26.09	38.33	59.81	45.64	62.79	33.72	51.45	36.15	42.30
Ni	3.55	3.57	5.88	5.13	6.02	4.34	5.29	5.07	7.82
Cu	16.48	182.48	247.09	162.39	297.68	407.51	386.32	919.95	884.54
Zn	54.39	113.46	146.85	133.47	147.25	105.62	140.54	105.71	125.16
Ga	22.68	22.11	20.09	21.81	19.30	22.93	19.43	22.96	22.92
Ge	0.97	1.32	1.45	1.37	1.34	1.36	1.31	1.24	1.23
As	0.97	1.67	1.88	1.73	2.14	1.65	1.95	1.41	1.45
Se	0.15	0.80	1.41	0.86	0.89	0.45	1.23	0.64	0.60
Rb	0.71	13.74	16.02	16.54	16.67	11.52	14.93	14.60	20.71
Sr	543.60	715.56	375.08	542.32	359.97	773.95	515.01	777.27	790.91
Y	7.88	15.24	14.57	12.41	12.02	14.14	11.60	11.79	11.83
Zr	17.26	13.53	10.93	13.60	22.92	12.17	18.13	16.79	10.52
Nb	4.80	5.90	8.54	8.94	13.20	5.23	13.16	5.76	3.61
Mo	0.15	0.37	0.30	0.25	0.35	0.27	0.36	0.31	0.44
Ag	0.09	0.12	0.18	0.18	0.27	0.12	0.31	0.16	0.23
Cd	0.03	0.07	0.11	0.10	0.12	0.10	0.13	0.16	0.16

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Образец	Кс-725	Кс-770-8	Кс-770-7	Кс-770-6	Кс-770-5	Кс-770-4	Кс-770-3	Кс-770-2	Кс-770-1
Sn	0.50	0.47	0.55	0.54	0.57	0.63	0.56	0.51	0.83
Sb	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.08
Cs	0.05	0.83	1.01	1.04	1.15	0.81	1.16	0.99	1.34
Ba	42.32	261.26	291.02	307.24	307.24	202.80	256.46	260.18	366.73
La	7.01	9.08	6.67	6.63	5.64	9.11	5.22	7.21	7.01
Ce	15.69	22.35	17.07	16.30	13.57	21.48	13.30	16.81	16.73
Pr	1.99	3.00	2.40	2.22	1.97	2.85	1.86	2.25	2.23
Nd	9.12	14.84	12.07	11.20	9.96	13.83	9.46	10.68	10.68
Sm	1.90	3.26	2.93	2.51	2.41	3.11	2.28	2.42	2.48
Eu	1.26	1.60	1.26	1.44	1.09	1.62	1.24	1.61	1.47
Gd	1.77	3.37	3.06	2.65	2.61	3.07	2.42	2.44	2.43
Tb	0.24	0.48	0.45	0.39	0.36	0.43	0.35	0.35	0.36
Dy	1.59	2.93	2.81	2.38	2.31	2.67	2.28	2.26	2.28
Ho	0.30	0.55	0.53	0.46	0.46	0.50	0.44	0.43	0.43
Er	0.76	1.38	1.34	1.19	1.14	1.32	1.10	1.09	1.12
Tm	0.10	0.18	0.17	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.14
Yb	0.58	1.01	1.01	0.94	0.87	1.01	0.89	0.88	0.84
Lu	0.08	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12
Hf	0.43	0.46	0.44	0.50	0.74	0.43	0.63	0.53	0.38
Ta	0.29	0.43	0.58	0.68	1.01	0.39	0.99	0.43	0.25
W	0.09	0.37	0.57	0.43	0.70	0.47	1.12	0.35	0.36
Tl	0.06	0.12	0.15	0.15	0.14	0.15	0.17	0.17	0.23
Pb	2.74	4.74	4.31	4.74	4.69	6.29	6.76	7.13	8.47
Bi	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Th	0.61	0.47	0.26	0.37	0.22	0.48	0.18	0.34	0.49
U	0.21	0.11	0.07	0.09	0.07	0.11	0.06	0.09	0.13

Примечание. Кс-772 – двупироксеновое габбро, Кс-718 – рудное двупироксеновое габбро; разрез ритмично-расслоенной серии сверху вниз: Кс-717, Кс-719 – рудное амфиболовое габбро, Кс-720, Кс-721 – анортозит, Кс-722, Кс-723, Кс-724 – амфиболовое габбро, Кс-725 – анортозит; тонкорасслоенная серия полосчатого амфиболового габбро и рудного габбро ниже слоя анортозита (Кс-725) по разрезу, мощность образца 14.5 см (сверху вниз): Кс-770-8 – светлая полоса (св.) амфибол-плагиоклазового состава, Кс-770-7 – темная полоса (темн.) амфибол-титаномagnetит-ильменитового состава, Кс-770-6 – св., Кс-770-5 – темн., Кс-770-4 – св., Кс-770-3 – темн., Кс-770-2 – св.; Кс-770-1 округлый шликр пегматоидного габбро на уровне Кс-770-2.

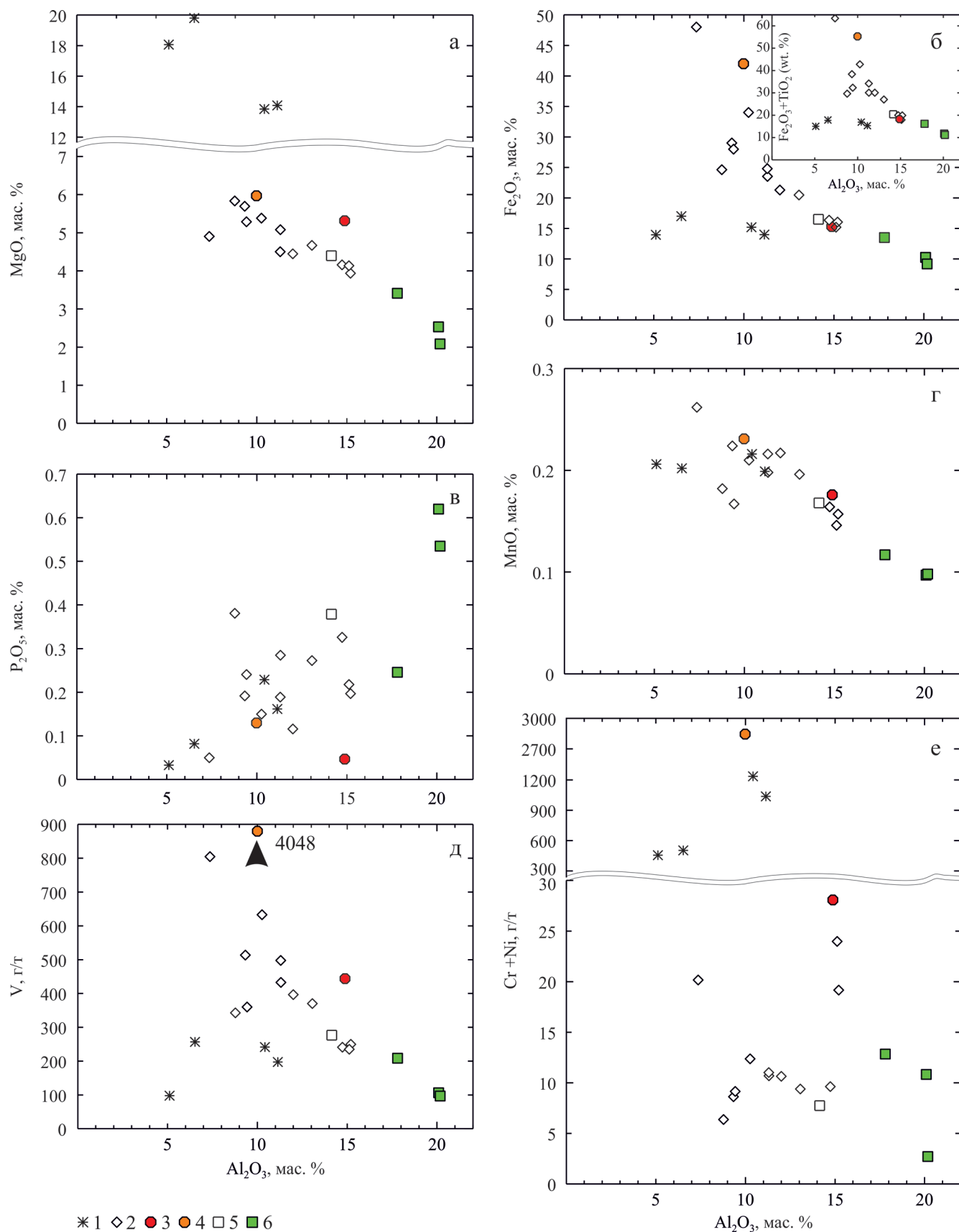
Note. Кс-772 – two-pyroxene gabbro, Кс-718 ore-bearing two-pyroxene gabbro; the section of rhythmically stratified series from top to bottom: Кс-717, Кс-719 – ore-bearing amphibole gabbro, Кс-720, Кс-721 – anorthosite, Кс-722, Кс-723, Кс-724 – amphibole gabbro, Кс-725 anorthosite; thin-stratified series banded amphibole gabbro and ore-bearing gabbro below of the layer of anorthosite (Кс-725) in the section, the thickness of the sample 14.5 sm (top to bottom): Кс-770-8 – light band (L) amphibole-plagioclase composition, Кс-770-7 – dark band (D) amphibole-titanomagnetite-ilmenite composition, Кс-770-6 – L, Кс-770-5 – D, Кс-770-4 – L, Кс-770-3 – D, Кс-770-2 – L, Кс-770-1 roundish schlier of pegmatoid gabbro at the level of Кс-770-2.

Рис. 2. Соотношение петрогенных, рудных и сидерофильных элементов в породах и рудах Медведевского месторождения.

1 – горнблендиты; 2 – породы и руды сосюритизированной ритмично-расслоенной серии; 3, 4 – двупироксеновое габбро: Кс-772 и Кс-718 соответственно; 5 – шликр пегматоидного габбро в ритмично-расслоенной серии; 6 – анортозиты.

Fig. 2. Correlation of major, ore and siderophile elements in rocks and ores of Medvedevskoye deposit.

1 – hornblendites; 2 – rocks and ores of saussuritized rhythmically layered series; 3, 4 – two-pyroxene gabbro: Кс-772 and Кс-718 respectively; 5 – schlier of pegmatoid gabbro in the rhythmically layered series; 6 – anorthosites.



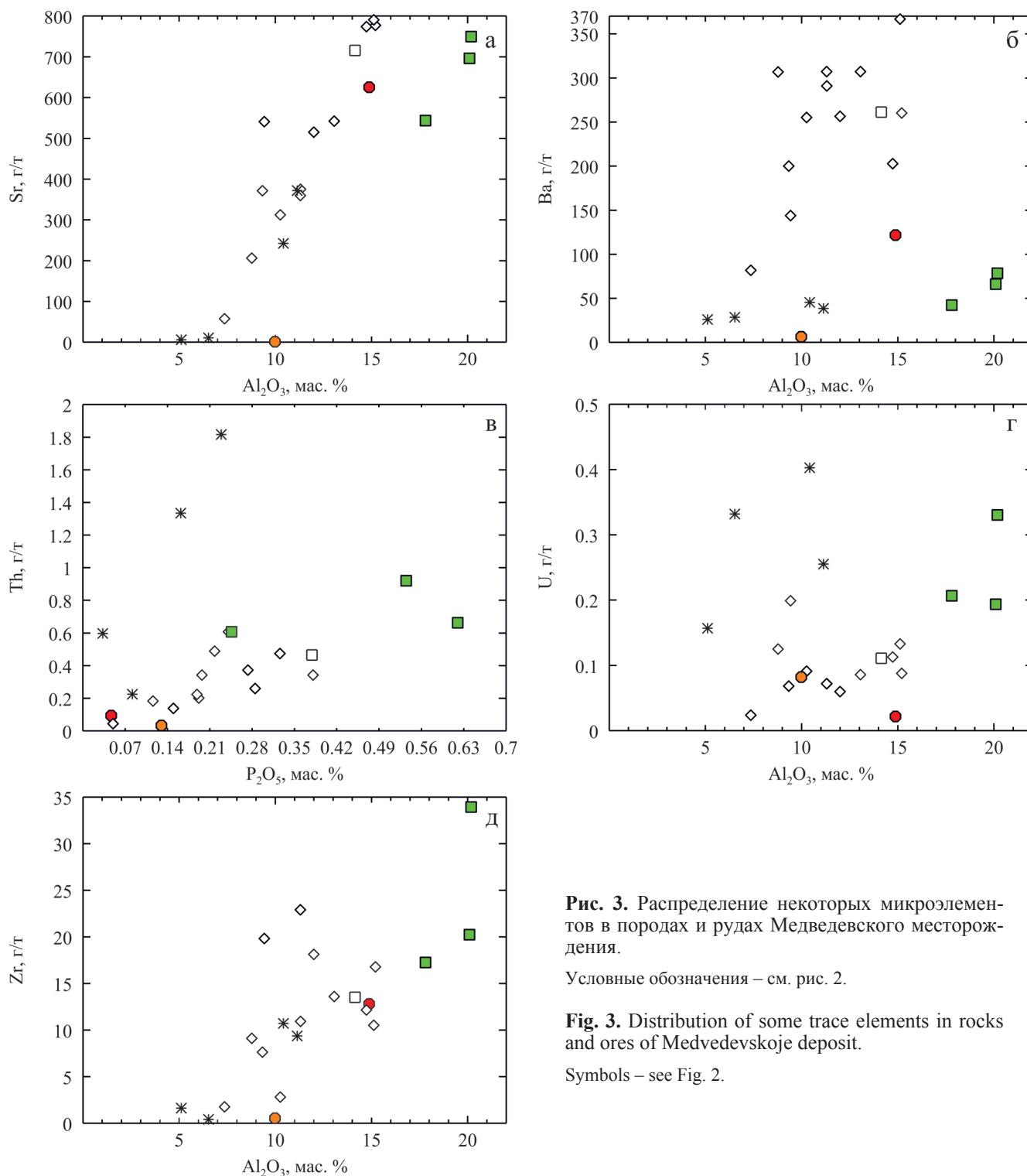


Рис. 3. Распределение некоторых микроэлементов в породах и рудах Медведевского месторождения.

Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 3. Distribution of some trace elements in rocks and ores of Medvedevskoye deposit.

Symbols – see Fig. 2.

двупироксеновым меланогаббро (Кс-718). Оно отвечает в целом диапазону содержаний РЗЭ в ритмично-расслоенной серии. Четкая положительная аномалия Eu отражает накопление в этой породе плагиоклаза.

В рудном титаномagnetите расслоенной серии, как показано на рис. 4, содержание РЗЭ очень низ-

кое. Это и определяет общее снижение содержаний РЗЭ в рудоносных породах по мере роста интенсивности оруденения.

Состав темных и светлых полос в микроритах (проба Кс-770) подтверждает накопление РЗЭ в лейкократовых микрослоях, обогащенных плагиоклазом. Здесь содержание РЗЭ увеличивается в

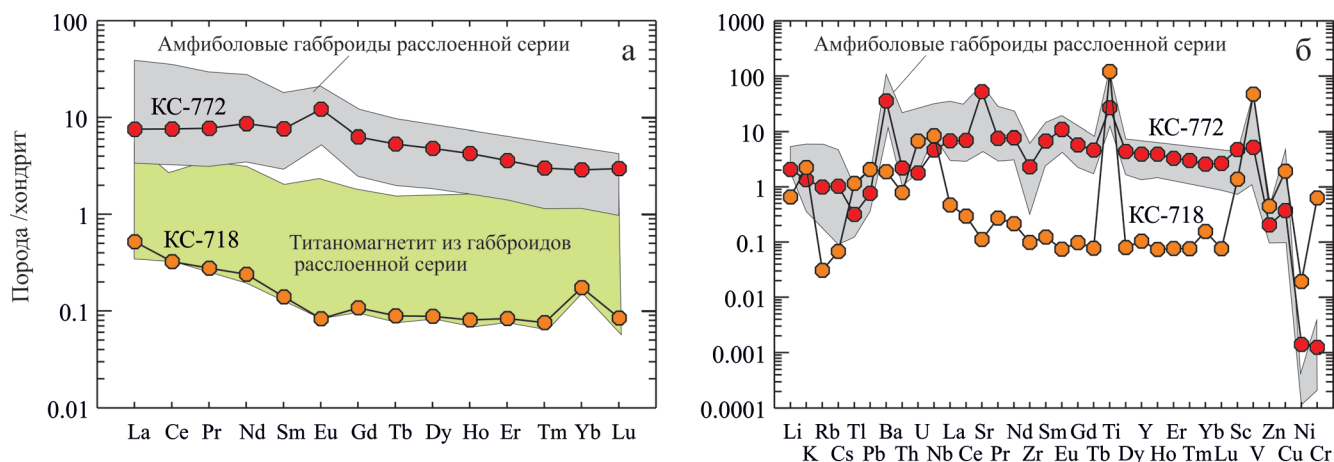


Рис. 4. Хондрит-нормализованные диаграммы распределения редкоземельных (а) и редких (б) элементов в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения.

Серые поля – составы амфибол-соссюритового габбро ритмично-расслоенной серии, зеленые (а) – составы РЗЭ в титаномагнетитах из габброидов расслоенной серии.

Fig. 4. Chondrite-normalized distribution of REE (a) and trace (b) elements in two-pyroxene gabbro of Medvedevsky deposit.

Gray field shows the compositions of amphibole-saussuritized gabbro of rhythmically-layered series, green field (a) shows the compositions of rare-earth elements in titanomagnetites of gabbroid layered series.

1.5 раза (от 40 до 60 г/т) за счет роста количества легких лантаноидов (от La до Eu) при росте La/Yb отношения от 5 до 9.

Одновременно с увеличением в светлой лейкократовой части микроритмов содержаний основных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , P_2O_5), происходит рост содержаний и части микроэлементов, таких как Sr, Ga, Th, U. В то же время содержания оксидов магния и калия, а также микроэлементов Li, Rb, Be, Cs, Ba, B, Pb, Bi, Ge, Rb, Y и лантаноидов иттриевой группы остаются выдержанными. В меланократовой части микроритмов наряду с накоплением рудных компонентов (Fe, Ti) и Mn, в более значительных количествах концентрируются V, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, As, Se, Nb, Zr, Ta, W (см. табл. 1).

Состав апатита в таких микроритмах свидетельствует (Холоднов и др., 2012) о том, что каждый микроритм, как и в целом более крупные ритмы в расслоенном разрезе, – это специфические автономные флюидно-магматические системы (Марашев, Безмен, 1992). От меланократовых слоев к лейкократовым в микро- и макроритмах одновременно с эволюцией состава пород в апатитах нарастает содержание галогенов, в первую очередь фтора, с одновременным дискретным снижением их концентраций на границе ритмов.

На мультикомпонентной диаграмме распределения редких элементов (см. рис. 4б) видно, что габброиды той и другой исследуемых рудно-магматических серий Медведевского месторожде-

ния по содержанию высоkozарядных (HFSE) РЗЭ и крупноионных (LILE) элементов в целом близки. Это подтверждает возможную генетическую близость пород этих серий, по-видимому, на уровне общего магматического источника или промежуточной камеры.

Содержания Sr, как и содержания Eu, в рудном и безрудном лейкократовом двупироксеновом габбро обнаруживают обратно пропорциональную комплементарность: в рудном меланократовом габбро (Кс-718) наблюдаются отрицательные аномалии Sr и Eu, а в лейкогаббро (Кс-772) – положительные.

На дискриминантных диаграммах рис. 5 составы пород рудно-магматических серий Медведевского месторождения попадают в поля внутриплитных базальтов (а), а на диаграмме Th/Yb–Nb/Yb (б) точки состава пород и руд той и другой серий попадают на мантийный тренд, соответствуя обогащенным породам E-MORB типа. При этом двупироксеновое габбро, как и часть габброидов ритмично-расслоенной серии, имеет наиболее низкое Th/Yb отношение, что может свидетельствовать о минимальном загрязнении их коровым материалом. В ритмично-расслоенной серии наиболее высокое Th/Yb отношение наблюдается в анортозитах. Еще выше это отношение в горнбленидах из крайней западной приконтактной (с вмещающей карбонатной толщей) части Медведевского месторождения. Рост Th/Yb отношения указывает на значительную контаминацию этих пород коровым веществом.

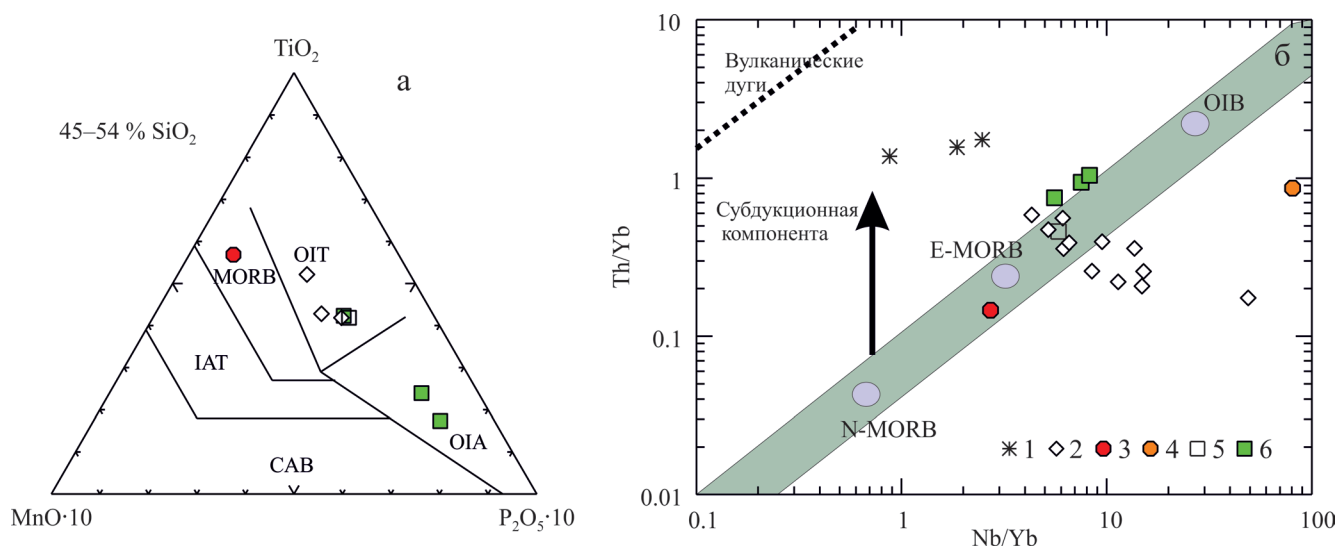


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для различных по составу пород Медведевского месторождения.

а – по (Mullen, 1983), б – по (Pearce, 2008). Значения N-MORB, E-MORB и OIB – по (Sun, McDonough, 1989); серое поле – мантийная последовательность, характеризующая тренд составов MORB и внутриплитных базальтов. Условные обозначения – см. рис. 2.

Fig. 5. Discriminant diagrams for of different rocks Medvedevskoje deposit.

а – by (Mullen, 1983), б – by (Pearce, 2008). Values of N-MORB, E-MORB and OIB – by (Sun, McDonough, 1989); gray field – the mantle sequence describing trend of MORBs and intraplate basalts. Symbols – see Fig. 2.

На приведенных выше рис. 2 и 3 приконтактовые горнблендиты Медведевского месторождения также имеют особую позицию, не отвечая габбро-анортозитовому тренду расслоенной серии и области составов двупироксенового габбро. Они не только богаты Th, который коррелирует здесь с фосфором, образуя свой тренд, но и обогащены U, Сг и Ni, при низких содержаниях Fe, Ti, V, Ba, P, Sr, Zr. В этих породах впервые для массивов кусинско-копанского комплекса обнаружена хромшпинелидная минерализация (Шагалов, Холоднов, 2014). Установление первоначального состава и природы этих пород – проблема дальнейших исследований. Можно высказать предварительное заключение о том, что эти богатые магнием метасоматически сильно измененные амфиболовые породы принадлежат, по-видимому, одной из ранних дифференцированных ассоциаций пород, не связанных напрямую с более поздним Fe-V-Ti оруденением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье (часть I), как обозначено во введении, с использованием новых петрохимических и геохимических характеристик пород и руд поставлена задача охарактеризовать состав и условия формирования **Ti-Fe-V оруденения в двупироксеновом габбро Медведевского месторождения** и обосновать возможность их отнесения к самостоятельным инъекциям рудоносных расплавов.

Петро- и геохимические характеристики пород и руд двух основных рудоносных серий Медведевского месторождения: двупироксенового габбро и амфибол-соссюритового ритмично-расслоенного габбро, охарактеризованные выше, обнаруживают как элементы сходства, так и некоторые важные особенности. Так, если по содержанию и соотношению рудных компонентов (Fe_2O_3 и TiO_2) с такими петрогенными компонентами, как Al_2O_3 и MnO, они практически аналогичны, то по содержанию и соотношению MgO и P_2O_5 заметно различаются. Габброиды той и другой исследуемых рудно-магматических серий Медведевского месторождения близки и по содержанию высокозарядных, РЗЭ и крупноионных элементов. Такое сходство наглядно иллюстрирует мультикомпонентная диаграмма распределения редких элементов (см. рис. 4б) и другие данные. Эти элементы петрохимического и геохимического сходства подтверждают генетическую близость той и другой рудоносных серий, возможно, на уровне общего магматического источника или единой промежуточной интрузивной камеры, где в результате процессов дифференциации и были сформированы исходные расплавы этих рудоносных серий. Ранее некоторые данные о составе и условиях образования первичных рудоносных магм для месторождений кусинско-копанского рудно-магматического комплекса были опубликованы в (Ферштатер и др., 2001, 2005; и др.).

В работе (Ферштатер и др., 2001) показано, что в координатах $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ – $\text{Fem}/(\text{Fem} + \text{An})$ габброиды всех массивов кусинско-копанского комплекса образуют компактное поле, отвечающее котектике *Cpx–Opx–Plg* при общем давлении 7–8 кбар. Это давление, по-видимому, и характеризует условия образования 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 массива и месторождения – 3–4 кбар, для Медведевского массива и месторождения – 4–6 кбар и Кусинского массива и месторождения – 6–7 кбар. Обращает на себя внимание низкая магнетиальность габброидов всех массивов в составе кусинско-копанского комплекса, которая практически не поднимается выше 0.50. Низкое значение $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ габброидов всех массивов позволило предположить, что на уровне современного эрозионного среза массивы и месторождения кусинско-копанского комплекса сложены не продуктами кристаллизации каких-то первичных расплавов, а их обогащенными железом и титаном дифференциатами.

Последовательное внедрение рудоносных габброидных дифференциатов из подобных промежуточных камер или единой более крупной камеры в зону, тектонически активного Зюраткульского рифтогенного разлома, по-видимому, и привело к формированию разнофациальных по глубинности и флюидному режиму, а также по составу и масштабам рудной минерализации многофазных интрузий кусинско-копанского рудно-магматического комплекса. Это определило и стадийность рудообразования на отдельных месторождениях этого комплекса (Медведевском, Кусинском и др.) как результат неоднократных инъекций в структуру месторождений рудоносных магм.

Вместе с тем двупироксеновое габбро относительно амфибол-соссюритового ритмично-расслоенного габбро Медведевского месторождения выделяется существенно более высокими содержаниями таких сидерофильных элементов, как V, Cr, Ni и более высокими содержаниями Cu, Zn, Ga, Tl, Pb (см. табл. 1). Такая геохимическая особенность свидетельствует о том, что образование исходного дифференцированного расплава для рудоносного двупироксенового габбро происходило на большей глубине, возможно, в придонной части предполагаемой промежуточной интрузивной камеры. Здесь в составе флюидов концентрировался хлор, как это обычно наблюдается в придонной части эталонных расслоенных массивов (Бушвельд, Стилутер и др.) – (Холоднов, Бушляков, 2002; Boudreau, McCallum, 1989), что и определяет наряду с более высокими содержаниями Cr, Ni, V, Cu,

Zn рост хлороносности расплава двупироксенового габбро (см. часть II данной статьи), его более высокий окислительный режим. Такие более поздние богатые хлором рудоносные габбро-нориты есть и на Кусинском месторождении, где они датированы возрастом 1388 млн лет.

Новые геохимические данные позволяют уточнить геодинамический режим образования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса, его формационную принадлежность. На дискриминантных диаграммах составы пород рудно-магматических серий Медведевского месторождения 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 коровым материалом.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576 и Проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. (1984) Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева В.Г., Ковалев С.Г. (1992) Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный комплекс: новые данные, представления и перспективы. Уфа: Президиум БашНЦ УрО РАН, 20 с.
- 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.
- Карпова О.В. (1974) Титаномagnetитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 152 с.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал). *Ежегодник-2005*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 300–303.
- Малышев И.И. (1957) Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 272 с.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. (1992) Минералогическо-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 315 с.
- Мясников В.С. (1959) Некоторые особенности месторождений титаномagnetитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. *Геология руд. месторождений*. (2), 49–62.
- Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. (1986) Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 208 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. (2001) Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномagnetитовых месторождений Урала. *Геология руд. месторождений*. 43(2), 112–128.

- 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.
- Фоминых В.Г. (1968) Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии. *Минералы месторождений полезных ископаемых Урала*. Свердловск: УФАН СССР, 24-27.
- Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала. (1984) (Отв. ред. А.М. Дымкин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 264 с.
- 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.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. (2002) Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 395 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Бочарникова Т.Д., 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. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 116-124.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С. (2012) Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий кусинско-копанского комплекса на Ю. Урале: U-Pb датирование цирконов Медведевского месторождения. *Докл. АН*. **446**(4), 432-437.
- Шагалов Е.С., Холоднов В.В. (2014) Хромшпинелиды в высокомагнезиальных существенно амфиболовых породах (горнблендитах?) Медведевского месторождения (Кусинско-Копанская интрузия, Южный Урал). *Уральская минералогическая школа-2014: мат-лы XX Всерос. науч. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 272-277.
- 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.
- 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.
- Mullen E.D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **62**, 53-62.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with application to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* **100**, 14-48.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds A.D. Saunders and M.J. Norry). *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* **42**, 313-345.

Рецензент Р.Г. Ибламинов

Composition and formation conditions of ilmenite and titanomagnetite mineralization in two-pyroxene gabbro Medvedevskoye deposit (Southern Urals). I. Petrochemical and geochemical characteristics of rocks and ores

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

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

In this paper based on new petrochemical and geochemical data with specificity in the compositions of rock-forming and ore minerals were determined the conditions of formation of Ti-Fe-V mineralization in the two-pyroxene gabbro of Medvedevskoye deposit. Two stages of formation of abundant mineralization in two-pyroxene gabbro as well as in the rhythmically stratified amphibole-saussuritized gabbro of mentioned deposit were distinguished: early cumulatively-magmatic stage and late-magmatic (subsolvus) 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 with regard to the previously allocated primary 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 Medvedevskoye deposit, geochemistry of rocks and ores.*