

УДК 553.061.12/553.311(470.55)

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ РУД СРЕДНЕРИФЕЙСКОГО СТРАТИФИЦИРОВАННОГО МЕДВЕДЕВСКОГО МАССИВА (КУСИНСКО-КОПАНСКИЙ КОМПЛЕКС ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2012 г. В. В. Холоднов, Т. Д. Бочарникова, Е. С. Шагалов

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

Поступила в редакцию 02.05. 2012 г.

U-Pb датирование цирконов из анортозитов Медведевского Ti-Fe-V месторождения подтвердило нижний возрастной предел (1380–1395 млн. лет) становления рудоносных интрузий и месторождений кусинско-копанского габбро-гранитного комплекса на западном склоне Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий). Верхний возрастной предел формирования массивов и месторождений этого комплекса (1353 ± 16 млн. лет) определен по циркону из поздней гранит-порфировой дайки, рассекающей породы и руды Медведевского месторождения. Микросондовыми исследованиями выявлена направленная эволюция в составе рудных минералов (ильменита и магнетита) и апатита, которая позволяет определить генезис и условия формирования ранней рудоносной ритмично-расслоенной серии пород в составе Медведевского месторождения и массива.

Ключевые слова: кусинско-копанский интрузивный комплекс, магнетит-ильменитовые месторождения, состав, возраст, генезис пород и руд Медведевского месторождения.

ВВЕДЕНИЕ

Полоса расслоенных габбро-гранитных интрузий кусинско-копанского комплекса расположена в Башкирском мегантиклинории Южного Урала, где она образует субмеридиональную цепочку массивов, вытянутую на 70 км вдоль простирания Зюраткульского рифтогенного разлома. Последний с запада ограничивает кувашский грабен среднерифейской кувашско-машакской рифтовой структуры, врезанный в карбонатные толщи (саткинская и др. свиты) нижнерифейского возраста, содержащие крупные месторождения магнезита и сидерита. С габбровыми массивами этого комплекса (Копанским, Маткальским, Медведевским и Кусинским) связаны одноименные титаномагнетит-ильменитовые месторождения, залегающие непосредственно в интрузиях в виде пластовых, линзообразных залежей сплошных и вкрапленных руд, которые чередуются с габброидами. Висячем боку габбровых интрузий располагаются Рябиновский и Губенский гранитоидные массивы (рис. 1).

Характеристика этого комплекса отражена в многочисленных публикациях, начиная с 30-х годов XX века, и с тех пор геологическое строение и вещественный состав месторождений и вмещающих пород были предметом исследования многих авторов [1, 2, 14–16, 19, 21, 22, 29, 31, 33, 37, 42, 43, 52 и др.].

Для исследователей наиболее дискуссионным всегда оставался вопрос о причине латеральных ва-

риаций состава пород и руд в пределах комплекса. В частности, в северных, Кусинском и Губенском массивах породы представлены роговообманковыми габбро и гнейсо-гранитами, соответственно, а руды – ильменитом в парагенезисе с низкотитанистым магнетитом (Кусинское, Медведевское месторождения), а на юге – габбро-норитами (Маткальский и Копанский массивы), порфировидными гранофировыми гранитами Рябиновского массива и рудами, в которых ильменит ассоциирует с высокотитанистым титаномагнетитом.

Некоторые исследователи ранее объясняли подобные различия минерального состава оруденения в месторождениях Кусинско-Копанской группы влиянием более поздних наложенных метаморфических процессов [21], что и привело к превращению габброидов в габбро-амфиболиты и амфиболиты, а высокотитанистых титаномагнетитовых руд копанского типа – в сегрегационные магнетит-ильменитовые руды кусинского типа.

Исследования, проведенные в последние годы, показали, что в пределах этой полосы, с юга на север, возрастает глубина формирования гранитоидов, габброидов и залегающих в них руд: от 3–4 км на юге до 20–30 км на севере. Соответственно меняются и P - T параметры формирования пород и руд: $P = 1–3$ кбар, $T = 900–1100^\circ\text{C}$ на юге (Копанский и Маткальский габбровые массивы и ассоциированные с ними месторождения) и 5–7 кбар и 600–900 $^\circ\text{C}$ – на севере (Кусинский и Медведевский габ-

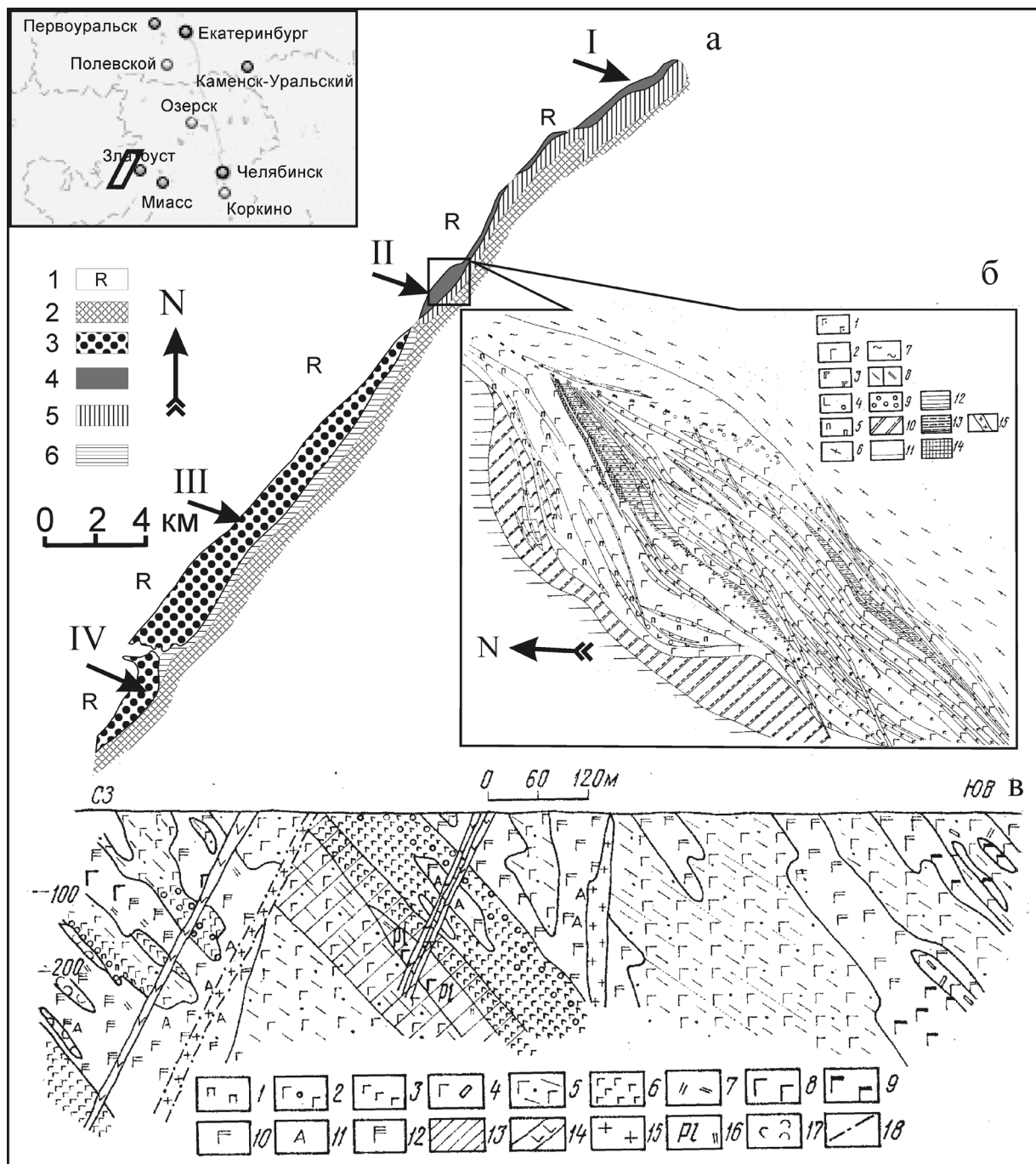


Рис. 1. Схема размещения массивов и месторождений кусинско-копанского комплекса (а), геологическая карта (б) и разрез (в) Медведевского ильменит-магнетитового месторождения (профиль 23) по [36].

а – I–IV – массивы и месторождения: I – Кусинский, II – Медведевский, III – Копанский, IV – Маткальский; 1 – доломиты, 2 – машакские (кувашские) вулканиты, 3 – габбро-нориты, 4 – амфиболовое габбро, 5 – гнейсо-граниты Губенского массива, 6 – гранофировые граниты, Рябиновский массив.

б – 1 – лейкократовое габбро; 2 – мезократовое габбро; 3 – пегматоидное габбро; 4 – неизменный габбро-норит; 5 – пироксениты и горнблендиты; 6 – гранито-гнейсы; 7 – граниты; 8 – амфиболовые сланцы, амфиболиты; 9 – скарноиды; 10 – сланцы; 11 – известняки; 12 – забалансовые вкрапленные ильменитовые руды; 13 – вкрапленные ильменитовые руды; 14 – вкрапленные титаномагнетитовые руды; 15 – дайки диабазов и тела гранитоидов.

в – 1–3 – габброиды свежие или слабоизмененные: 1 – габбро-пироксениты; 2 – габбро-нориты; 3 – габбро; 4–6 – габброиды метаморфизованные: 4 – апатитсодержащие габбро, 5 – габбро амфиболизированное и сосюритизированное, 6 – мелкозернистое метаморфизованное габбро; 7 – горнблендиты; 8 – меланократовое габбро; 9 – габбро такситовой текстуры; 10 – лейкократовое габбро; 11 – анортозиты; 12 – пегматоидное габбро; 13 – вкрапленные руды; 14 – дайки диабазов; 15 – дайки гранитоидного состава; 16 – плагноклаз-хлоритовая порода; 17 – скарноиды; 18 – зоны тектонических нарушений.

бровые массивы, Кусинское и Медведевское месторождения) [29, 31]. В этом же направлении меняется и состав магматогенного флюида, в котором с юга на север возрастает содержание хлора и уменьшается – фтора [6, 8, 39]. Эта фаціальная эволюция массивов и месторождений определяется их формированием в тектонически подвижной рифтовой структуре. Подобную последовательность продуктов кристаллизации однотипных расплавов в условиях разных глубин можно отнести к магматической фаціальной серии [51], что наиболее характерно для зон глубинных разломов.

Различия в фациях глубинности, флюидном режиме месторождений отразились на особенностях минерального состава и масштабах **Ti-Fe-V** оруденения [29, 31, 37, 42, и др.]. С ростом глубины формирования месторождений: от менее глубоких, южных, к более глубинным, северным, в составе титаномагнетита последовательно снижаются содержания титана: Копанское месторождение – 15 мас. % TiO_2 , Медведевское – 13 мас. % и менее, Кусинское 1–6 мас. % и растет содержание ванадия (от 0.5 до 1.5 мас. %) и хрома (от 0.1 до 2.5 мас. %). В рудах более глубоких северных месторождений (Кусинском и Медведевском) растет количество первично обособленного легкообогащаемого ильменита (до 20–40%). Одновременно с этим меняется и минеральный состав вмещающих оруденение габброидов, отражая их принадлежность к различным фациям глубинности. В то же время, возраст габброидов, магматического титаномагнетитового и ильменитового оруденения, а также возраст гранитных интрузий (Рябиновской и Губенской), перекрывающих эти массивы и месторождения на востоке – единый (1385–1395 млн. лет) [42, 46].

На рис. 2 в схематическом виде охарактеризована фаціальная принадлежность (фаии глубинности) массивов и месторождений кусинско-копанского габбро-гранитного комплекса: от малоглубинных гипабиссальных на юге (Копанский и Маткальский массивы), прорывающих кварциты и другие породы бакальской и зигальгинской свит нижнего и среднего рифея до глубоких абиссальных на севере (Кусинский и Медведевский массивы), имеющих интрузивные контакты уже с карбонатными породами (доломитами) более ранней саткинской свиты нижнего рифея. Здесь же отражены различия в режиме галогенов: высокая активность хлора в массивах и месторождениях северной глубинной группы и фтора – в малоглубинных южных массивах и месторождениях, а также эволюция в минеральном составе оруденения в виде соотношения Ilm/TiMt .

Интерес к массивам и месторождениям кусинско-копанского интрузивного комплекса обусловлен их важной практической значимостью. Титаномагнетит-ильменитовые месторождения этого комплекса отнесены к крупнейшим в России по суммарным запасам ильменитовых руд и к экономически перспективным

при их разработке на титановое сырье [48]. Вовлечение в эксплуатацию этих месторождений обеспечит развитие сырьевой базы титанового производства Урала и России на длительную перспективу.

1. МЕДВЕДЕВСКИЙ МАССИВ И МЕСТОРОЖДЕНИЕ. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА И СТРОЕНИЯ

Описание месторождения дается по [36] с добавлениями авторов.

Медведевское месторождение, приуроченное к южной части Медведевского габбрового массива, входящего в состав кусинско-копанского комплекса, расположено в 20 км к северо-востоку от Копанского массива и в 20 км южнее пос. Кусинская Магнитка. Оно известно с 30-х годов предыдущего столетия. Поисково-разведочные работы на нем проводились в 1958–1959 гг. В 1964–1968 гг. была проведена его детальная разведка. В последние годы месторождение вскрыто Передовым карьером (см. главу 3).

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 – 200 м. Массив

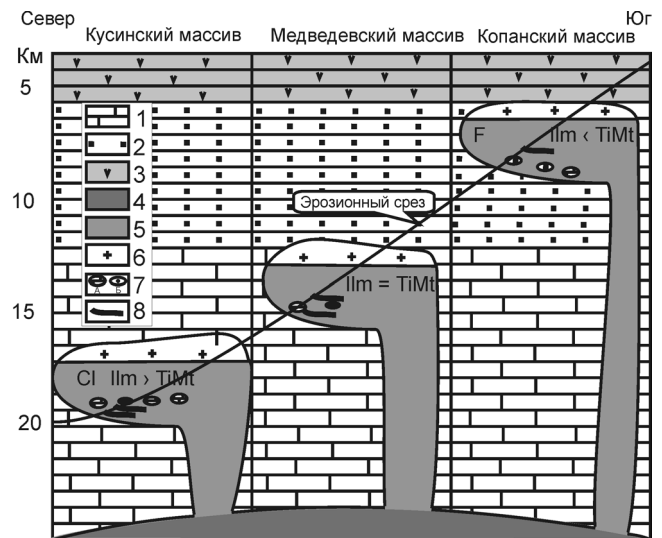


Рис. 2. Схема фаціальной принадлежности (фаии глубинности) массивов и месторождений кусинско-копанского габбро-гранитного комплекса, с характеристикой состава вмещающих толщ, режима галогенов (Cl и F) и минерального состава руд в виде соотношения Ilm/TiMt .

1 – карбонатные породы саткинской свиты, 2 – кварциты зигальгинской свиты, 3 – вулканиты куважской свиты, 4 – гипотетический очаг ультраосновного состава, 5 – габброидные интрузии, 6 – гранитоидные интрузии, 7 – ксенолиты вмещающих пород (А – карбонатные, Б – кварцитовые), 8 – массивные руды.

сложен в разной степени измененным амфиболовым габбро, а также анортозитами, пироксенитами, горнблендитами, которые образуют раннюю, ритмично-расслоенную серию пород, а также более поздними массивными габбро-норитами и диоритами, с дайками диабазов и гранитоидов (рис. 1). По данным геологосъемочных работ, в лежащем боку южной части массива габброиды непосредственно контактируют с кварцитами и карбонатными породами саткинской свиты нижнего рифея, что в схематическом виде отражено на рис. 2. Висячем боку южную часть массива ограничивают граниты и гранито-гнейсы Губенской интрузии. Наиболее изученная, южная часть массива сложена в основном амфиболовым габбро, с пластами анортозитов и небольшими телами пегматоидного габбро ритмично-расслоенной серии. В меньшем количестве здесь развиты более поздние габбро-нориты. Изредка встречаются апопироксенитовые горнблендиты и полосы хлорит-амфиболовых пород, вытянутые согласно простиранию пород массива. Внутреннее строение массива характеризуется хорошо выраженной расслоенностью, проявляющейся в чередовании различных по составу и структурно-текстурным особенностям слоев (рис. 1), содержащих различное количество рудных минералов – ильменита и титаномагнетита. Слоистость (расслоенность) пород согласна с простиранием пород массива и также имеет падение на юго-восток 40–70°, чаще, – 50–60°.

Медведевское месторождение сложено, в основном, в разной степени измененным амфиболовым габбро, а также метапироксенитами, анортозитами, пегматоидным габбро расслоенной серии, реже встречаются неизменные массивные габбро-нориты, а также диориты и кварцевые диориты. В зависимости от соотношений плагиоклаза и темноцветных минералов выделяются меланократовые (10–30% плагиоклаза), мезократовые (30–60% плагиоклаза) и лейкократовые (более 60% плагиоклаза) разновидности амфиболового габбро. Все более ранние породы ритмично-расслоенной серии, в той или иной степени изменены: амфиболитизированы, сосюритизированы, участками альбитизированы, хлоритизированы, иногда и карбонатизированы. Вкрапленные ильменитовые и титаномагнетитовые руды месторождения представляют собой среднезернистые мезократовые и меланократовые амфиболовые габбро и габбро-нориты, содержащие вкрапленность рудных минералов – ильменита, ильменомангнетита, магнето-ильменита и титаномагнетита [36]. Руды залегают в виде пластообразных и линзообразных тел, согласных с расслоенностью (полосчатостью) массива. Среди вкрапленных руд встречаются маломощные прослои массивных титаномагнетитовых руд. По минеральному составу рудных минералов выделяются вкрапленные ильменитовые и титаномагнетитовые руды. В первых рудный минерал на 75–95% представ-

лен ильменитом, во вторых, резко преобладает титаномагнетит, составляющий 80–90% от суммы рудных минералов. Кроме основных полезных компонентов – титана и железа, в рудах присутствует ванадий и в незначительных количествах медь, кобальт, никель и хром. Основные рудные зоны месторождения не имеют четких границ с вмещающими их породами, они представлены двумя зонами вкрапленных руд (Западной, или Главной и Восточной), оконтуренных по данным опробования. Характерная особенность строения этих рудных зон – залегание ильменитовых руд висячем их боку, а титаномагнетитовых – в лежащем.

На площади Медведевского месторождения установлены многочисленные дизъюнктивные тектонические нарушения, фиксирующиеся зонами расланцованных, катаклазированных и милонитизированных пород. Простирание их северо-восточное или субширотное, падение крутое, до 80°. К некоторым нарушениям приурочены дайки диабазов и поздних гранитоидов. Здесь усиливаются преобразования первичных пород и руд.

В ряде опубликованных работ [1, 2, 14, 29, 31, 52 и др.] охарактеризованы многие из особенностей состава и строения массивов кусинско-копанского комплекса, которые позволяют квалифицировать их как расслоенные интрузивы. Так, В.Г. Фоминых с соавторами [33 др.], описывают Медведевский массив, как типичное стратифицированное тело, сложенное субпараллельными слоями габброидов разного состава, с выдержанным залеганием ориентированных текстур: трахитоидности и полосчатости. Стратифицированность, по их мнению, является результатом магматической кристаллизационно-гравитационной дифференциации, продуктами которой в лежащем боку массива являются пироксениты, оливиновые габбро-нориты и другие меланократовые породы, а в его висячем боку – лейкократовые разности габбро и анортозиты, а также Губенские и Рябиновские граниты. С запада на восток в составе Медведевского и других массивов прослеживается общая тенденция к увеличению количества плагиоклаза и уменьшению количества темноцветных минералов, при закономерном изменении их состава также от лежащего бока массивов – к висячему.

Зональность и стратифицированность – характерные признаки и при формировании рудных зон в составе Медведевского месторождения [52 и др.]. Так, в лежащем боку Западной (или Главной) рудной зоны залегают преимущественно вкрапленные титаномагнетитовые 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 интенсивно развиты лейкогаббро и анортозиты. Маломощные пластообразные залежи сплошных титаномагнетитовых руд, встречающиеся преимущественно в составе Главной западной рудной зоны, также параллельны первичной расслоенности массива.

Литературные данные, в целом, свидетельствуют, что титаномagnetит в составе руд кристаллизуется преимущественно в нижней части месторождения и в породах повышенной меланократовости. Здесь выше степень окисления железа. В верхней части разреза в породах (габбро-нориты и лейкогаббро) снижается содержание трехвалентного железа, степень окисления железа падает до 0.40, растет отношение Ti/Fe (до 0.15–0.18). При таких условиях происходит совместная кристаллизация титаномagnetита и ильменита, с ростом доли последнего (и с преобладанием ильменитовых руд) в самой верхней, лейкократовой части разреза. В анортозитах Медведевского месторождения ильменит, как правило, также доминирует над титаномagnetитом.

2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb-Sr и Sm-Nd изотопное датирование выполнено масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), с предварительным кислотным разложением в тefлоновых автоклавах и последующим измерением изотопного состава результирующих смесей с помощью прецизионного мультиколлекторного твердофазного (TIMS) анализатора Finnigan MAT 262 [41, 43].

U-Pb возраст цирконов Медведевского месторождения определен по стандартной методике на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ.

Анализ главных компонентов пород и руд выполнен в ИГГ УрО РАН на рентген-флуоресцентном волновом спектрометре СРМ-18, аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, 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 выполнены в ИГГ УрО РАН на квадрупольном масс-спектрометре ELAN –9000 с предварительным кислотным разложением в микроволновых печах, аналитик Д.В. Киселева.

Детальное изучение состава ильменита, magnetита, апатита и некоторых других породо- и рудообразующих минералов проведено в ИГГ УрО РАН на микроанализаторах: Cameca SX100, аналитики Д.А. Замятин и В.Г. Гмыра и JXA –5, аналитик Л.К. Воронина.

3. ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ СРЕДНЕРИФЕЙСКИХ РУДОНОСНЫХ (Ti-Fe-V) ИНТРУЗИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ГРАНИТОИДНЫХ ДИФФЕРЕНЦИАТОВ

В последние годы более современными и комплексными изотопно-геохронологическими исследованиями [41, 43] габбро-норитов, массивных magnetит-ильменитовых руд и околорудных гранат-амфиболовых пород Кусинского месторождения,

а также габбро-норитов Копанского массива, Рябиновских и Губенских гранитов, был установлен единый возраст (1385–1395 млн. лет) формирования пород (габброидов и гранитоидов) и массивных руд кусинско-копанского комплекса. Это подтверждает авторскую точку зрения на генезис и условия формирования этого комплекса [29, 31, 42 и др.], кратко охарактеризованную выше. Так, Sm-Nd данные габбро-норитов Кусинского массива показывают изохронную зависимость ($СКВО = 1.6$), определяющую Sm-Nd возраст габбро-норитов 1388 ± 63 млн. лет и первичное отношение $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.510722 \pm 0.000065$. Magnetит-ильменитовые руды и околорудные породы Кусинского месторождения в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ демонстрируют практически параллельные линии регрессии, определяющие значения возрастов: 1392 млн. лет для magnetит-ильменитовой руды и 1368 млн. лет для околорудной гранат-амфиболовой (с хлоритом) породы. Более молодой Sm-Nd возраст околорудных пород может быть следствием наложения на околорудный ореол более поздних процессов кислотного выщелачивания [24].

Значения Rb-Sr возраста и первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитов Рябиновского и Губенского массивов практически одинаковы, а Rb-Sr значения возрастов идентично Sm-Nd возрасту габбро-норитов и руд Кусинского массива, а также U-Pb возрасту циркона из гранитоидов Рябиновского и габброидов Копанского массивов, определенному по отдельным зернам методом LA-ICP-MS: габбро – 1385 ± 25 млн. лет, а гранитов – 1386 ± 34 млн. лет [17].

U-Pb датирование цирконов Медведевского массива

До последнего времени породы Медведевского массива не имели возрастных датировок кроме калий-аргоновых [27] и возраст его был принят по аналогии с Кусинским и Копанским массивами. Для определения нижнего возрастного рубежа формирования Медведевского массива и месторождения были выделены цирконы из анортозитов ранней ритмично-расслоенной серии (рис. 3). Характеристика вещественного состава пород и руд этой серии, а также анортозитов дана в ряде недавно опубликованных работ [45, 46, 49 и др.] и в 4 части данной статьи.

Исследованные пробы анортозитов – это породы средне- крупнозернистой структуры трахитоидной текстуры. Трахитоидность выражена в ориентированности полностью альбитизированных крупных кристаллов плагиоклаза. Темноцветные минералы замещены эпидот-хлоритовым агрегатом. Зерна циркона, выделенные из анортозита (проба КС-720), подразделяются на 3 типа (рис. 4а):

1) прозрачные, красновато-серые, уплощенные кристаллы размером до 0.2×0.1 мм, с ростовой зональностью на катодолюминесцентных снимках;

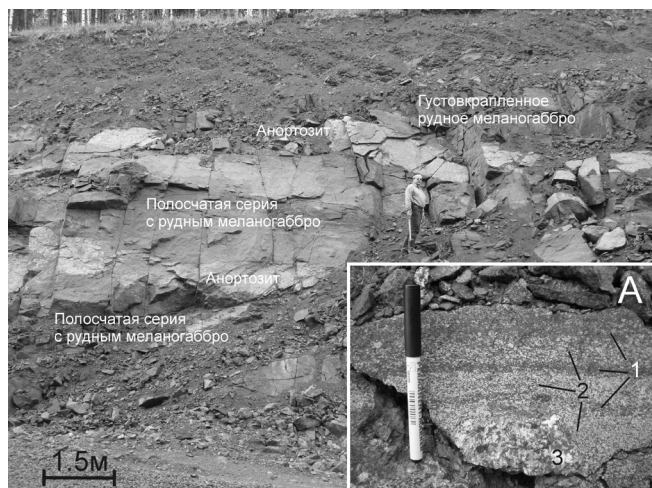


Рис. 3. Фрагменты ритмично-полосчатой магматической слоистости в раннем рудоносном габбро-анортозитовом комплексе Медвежьего месторождения, на врезке А – проявления микроритмичности (нижняя полосчатая серия обнажения).

1 – меланократовые слои обогащенные рудными минералами, 2 – лейкократовые слои, безрудные, 3 – слои с обособлениями (шпирами) пегматоидного амфиболо-соссюритового габбро.

2) основная популяция. Это идиоморфные, непрозрачные, желто-коричневые, более крупные кристаллы размером до 0.6×0.4 мм. Макроскопически здесь выделяется непрозрачная ядерная часть и прозрачная внешняя зона. На снимках в катодных лучах люминесценция практически отсутствует, но видно слабое свечение сильно резорбированной ядерной части;

3) выделен по результатам датирования и представляет собой идиоморфный кристалл, с включением темно-коричневого не люминесцирующего минерала. Во всех трех типах присутствуют как призматические, так и коротко-призматические кристаллы.

Для определения верхнего возрастного рубежа Медвежьего месторождения и массива были выделены цирконы из дайки гранит-порфиров, секущей габброиды и руды раннего стратифицированного комплекса, а также крупный скарнированный ксенолит карбонатных пород (доломитовых мраморов) саткинской свиты, находящийся в пегматоидных габброидах этого комплекса. Этот участок в составе Медвежьего месторождения известен в литературе как Прасковье-Евгеньевская минеральная копь. Характеристика цирконов из дайки приведена на рис. 4б и в работе [47].

В анортозите цирконы 1 типа образуют группу с конкордантным возрастом 1379 ± 8 млн. лет (рис. 4а). Цирконы 2 типа имеют возрастной диапазон 1035.1–1115.9 млн. лет, они лежат вне конкордии. Эти цирконы обогащены U, Th и Pb. Раз-

ница в возрасте между ядром и каймой составляет здесь 3.5 млн. лет, при этом кайма обеднена Th. Циркон 3 группы датируется возрастом 510.4 ± 5.9 млн. лет (дискордантность 6%). Этот циркон обеднен Th и Pb и имеет крайне низкое Th/U отношение. Все три группы цирконов соединяются дискордией, которая пересекает конкордию в точках с возрастными значениями 1385 ± 24 и 551 ± 59 млн. лет.

Ядерные части цирконов в гранит-порфире, относительно краевых частей, обогащены U, Th и Pb. Корреляции возрастных значений с содержаниями U и Th здесь не наблюдается. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значения возраста по отдельным кристаллам и их зонам варьируют от 1379 до 1321 млн. лет с ошибкой 29–35 млн. лет. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 4б) точки образуют достаточно компактную группу, конкордантный возраст по которой составляет 1353 ± 16 млн. лет, при относительно высокой конкордантности (0.96) и СКВО = 0.0024.

Результаты данного исследования дают возможность ответить на вопрос как о нижнем, так и о верхнем возрастном рубеже формирования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса. Массивы этого комплекса контактируют с карбонатными толщами нижнего рифея, скарнируя их, а также содержат их ксенолиты. Таким образом, нижняя возрастная граница формирования массивов, с учетом представленных данных, установлена надежно. Осуществленное разными методами изотопное датирование пород и магнетит-ильменитовых руд трех расслоенных габбровых интрузий этого комплекса (Кусинской, Медвежьей и Копанской), а также перекрывающих их с востока гранитов Рябиновского и Губенского массивов, с высокой степенью достоверности свидетельствует о едином возрасте этих образований, в интервале 1385–1395 млн. лет. Полученный возраст массивов и месторождений не зависит от области их формирования – на севере (Кусинский, Медвежеский и Губенский массивы) или на юге (Копанский, Маткальский и Рябиновский массивы), а также от *P-T* условий (или фаций глубинности) и режима флюидов, определяющих особенности минерального состава разнотермических массивов и месторождений. Гранитоидные массивы đồngовозрастны с габброидами.

Близкий возраст имеют и вулканы (базальты и липариты) машакской свиты [25 и др.], считающиеся комагматами габброидов и гранитоидов кусинско-копанского комплекса. В этом возрастном интервале в Башкирском мегантиклинории продолжался и интенсивный силло-дайковый магматизм, охарактеризованный в [1, 30, 44 и др.]. Так, возраст главной дайки Бакальского рудного поля по данным U-Pb датирования бадделеита также составляет 1385.3 ± 1.4 млн. лет [55].

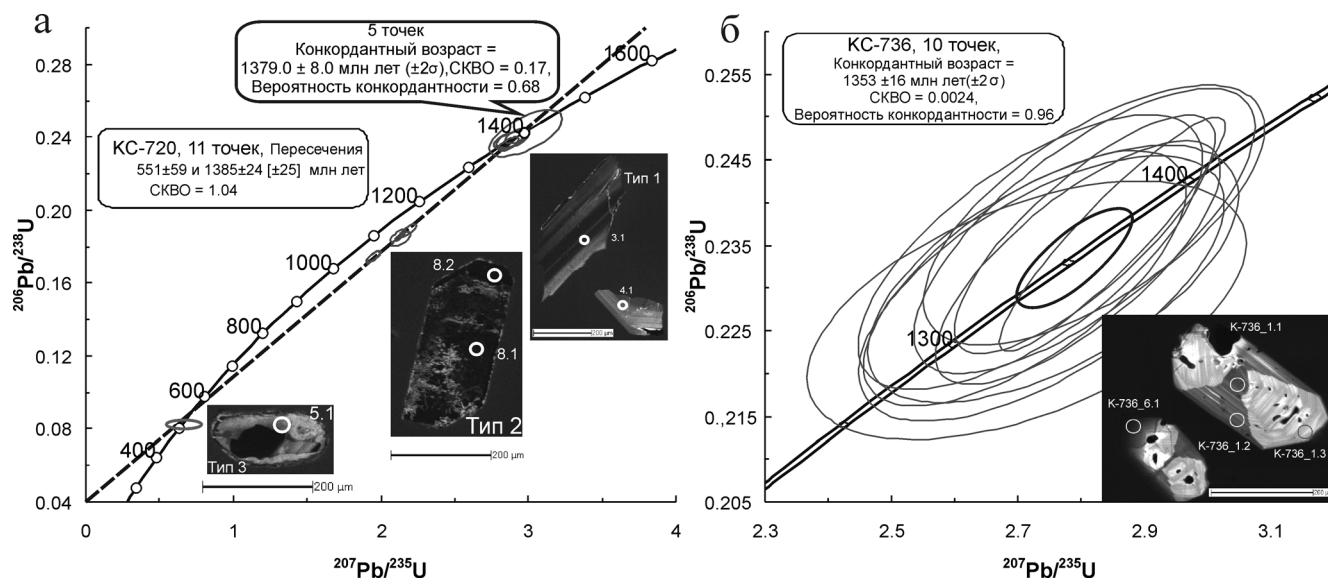


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и дискордией, катодолуминесцентные снимки цирконов из пород Медведевского массива.

а – анортозиты, б – гранит-порфиры.

Данные U-Pb датирования циркона из поздней гранит-порфировой дайки Медведевского месторождения позволяют определить время завершения процесса формирования массивов и месторождений в составе кусинско-копанского комплекса (1353 ± 16 млн. лет). Полученному верхнему значению возраста близок возраст (1368 ± 13 млн. лет) формирования гранат-хлорит-амфиболовых кайм из метасоматических ореолов вокруг крупных пластообразных рудных залежей Кусинского месторождения, полученный Sm-Nd методом [43]. Цифра верхнего возрастного рубежа важна и для реставрации истории магматизма и минерогенеза всего Башкирского мегантиклинория, поскольку она соответствует заключительному этапу развития Бердяшского плутона гранитов-рапакиви (1369 ± 13) [26] и связанным с его становлением преобразованиям в отложениях саткинской свиты [18]. Дискордантный возрастной диапазон 1000–1200 млн. лет, фиксируемый во всех гранитных образованиях кусинско-копанского комплекса [17, 44], вероятно соответствуют стадии региональной тектоно-метасоматической (термальной) активизации, результатом которой было появление на территории современного Башкирского мегантиклинория месторождений сидерита, флюорита, барита и полиметаллов в составе вмещающих рифейских толщ [20 и др.]. Зафиксированный возраст в цирконах из гранит-порфировой дайки – 510–550 млн. лет, соответствует более позднему этапу активизации, который нашел отражение и в метаморфогенных новообразованиях, замесивших магнезиальные и известковые скарны (U-Pb метод по перовскитам из Кусинского массива – 440–536 млн. лет) [11].

4. СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ И АПАТИТА – ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ И ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ВКРАПЛЕННЫХ РУД

В отличие от Кусинского, на Медведевском месторождении преобладает вкрапленный тип оруднения, а массивные руды отмечаются в резко подчиненном объеме. Распределение различных по минеральному составу магматических вкрапленных руд можно проследить в разрезе на юго-западном въезде на территорию Передового карьера Медведевского месторождения. Здесь, в габброидах проявлена ритмично-полосчатая магматическая слоистость, где в вертикальном сечении чередуются субгоризонтальные слои рудного мелано- и мезократового измененного амфибол-соссюритового габбро мощностью до 3 м, характеризующегося переменным содержанием титаномагнетита и ильменита (вплоть до густовкрапленных руд) и безрудные слои лейкогаббро и анортозитов, мощностью до 0.7 м (рис. 3а). В одном из самых нижних макроритмов в габброидах проявляется и более тонкая ритмично-полосчатая расслоенность – микро-ритмичность (рис. 3б). Здесь сформировались микрослои мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров, в которых меланократовые слои, обогащенные амфиболом и рудной компонентой, чередуются с лейкократовыми слоями, состоящими, в основном, из соссюритизированного плагиоклаза. Здесь же появляются небольшие по размерам обособления (шпиры) пегматоидного габбро. По составу эти обособления близки к пегматоидному габбро, образующему ряд обособленных тел в эндокон-

тактовых зонах Медведевского массива, и тел в контактах с ксенолитами мраморизованных и скарнированных доломитов саткинской свиты, например, в составе Прасковье-Евгеньевской минеральной копи, вскрытой карьером в его центральной части.

Химический состав пород и руд в исследованном ритмично-расслоенном разрезе показан в табл. 1, в которой расположение проб (слева направо) отражает их позицию (сверху вниз) в данном разрезе: верхний ритм представлен пробами КС-717 и КС-719, следующий нижележащий ритм пробами от КС-720 до КС-724 и нижний ритм пробами КС-725 и КС-729.

Ильменит. По литературным данным [3, 4, 48], в магматических породах разного состава и генезиса (от кимберлитов до базитов и гранитов) ильменит образуется на разных этапах кристаллизации и в широком диапазоне физико-химических параметров. Это определяет широкие вариации его химического состава, которые могут быть использованы при определении петрогенетической принадлежности и выяснении условий образования материнских пород, роли процессов кристаллизационной дифференции, фракционирования, а в некоторых случаях и их перспективности на наличие оруденения.

С позиции кристаллохимии в составе ильменита наиболее широко проявлен изовалентный изоморфизм между **Mg, Mn, Fe и Ti**, а также **гетеровалентный изоморфизм по схеме $3\text{Fe}^{2+}-2\text{Fe}^{3+}$** или по схеме $\text{Fe}^{2+}_{1-x}\text{Fe}^{3+}_{2x}\text{Ti}_{1-x}\text{O}_3$, где x – количество атомов Fe^{3+} , замесивших атомы Fe^{2+} и Ti^{4+} . В связи с этим, ильменит имеет варьирующий состав в пределах миналов FeTiO_3 (собственно ильменит)– Fe_2O_3 (гематит), что и определяет вариации в содержаниях титана и суммарного железа в его составе. При высоких температурах и высокой фугитивности кислорода возможен изоморфизм Fe^{3+} с Al, Cr и V.

Как показали микрозондовые исследования, состав ильменита в стратифицированном разрезе Медведевского месторождения непостоянен и ва-

рирует в заметных пределах (табл. 2, рис. 5). Это определяется его кристаллизацией в широком температурном интервале, в течение которой образуется несколько генераций, отличающихся по морфологии и химическому составу. Вместе они образуют общие тренды эволюции в координатах **MgO–MnO** и **FeO*–MnO (рис. 5)**. Известно, что в базитах, как и в гранитоидах, содержание марганца в ильмените согласуется с индексом дифференциации, при наиболее высоких содержаниях марганца в самых поздних его генерациях. Для сравнения на рис. 5 показан и состав ильменита из пегматоидного амфибол-соссюритового габбро, находящегося в контакте со скарнированными доломитами саткинской свиты. Этот ильменит имеет другой состав. Он беден **FeO* (47–45%)**, при росте содержания **MnO – до 1.6–2.0%**, что как бы продолжает тренд эволюции **FeO*–MnO в составе ильменитов стратифицированного разреза**. Соотношение **MgO и MnO** в этом ильмените уже не соответствует общему тренду эволюции ильменитов ритмично-расслоенного разреза. По-видимому, оно отражает влияние состава вмещающих интрузию скарнированных и мраморизованных доломитов саткинской свиты как дополнительного источника **MgO**.

Наиболее высокотемпературный **раннемагматический ильменит (I) в рудном меланогаббро стратифицированного разреза** содержит много больше **FeO* (до 49–51%)**, чем **позднемагматическая и постмагматическая его генерации (табл. 2)**. Примечательна форма выделений такого ильменита. Это значительное количество округлых относительно небольших по размерам выделений, заключенных в агрегат из крупных зерен зонального амфибола и соссюритизированного и альбитизированного плагиоклаза (рис. 6). Этот ранний ильменит наиболее богат и **MgO (до 0.20%)**. Он имеет минимальные содержания **MnO (1.0–1.2%)** и **TiO₂ (49–50%)**. Для центральных зон таких ранних ильменитов обычны тонкие структуры распада (рис. 6а),

Таблица 1. Химический состав пород ритмично-расслоенного разреза, вес. %

№ обр.	КС-717	КС-718**	КС-719	КС-720	КС-721	КС-722	КС-723	КС-724	КС-725	КС-729
SiO ₂	35.17	25.00	21.10	50.41	51.12	41.80	35.57	40.59	48.07	39.48
TiO ₂	8.76	13.28	15.36	1.50	1.99	5.01	9.38	4.33	2.67	6.84
Al ₂ O ₃	10.26	9.98	7.36	20.09	20.18	8.78	9.33	9.42	17.81	10.27
Fe ₂ O ₃ *	34.00	42.00	48.00	10.25	9.18	24.64	29.00	28.00	13.50	29.00
MgO	5.38	5.97	4.90	2.53	2.08	5.84	5.70	5.29	3.41	5.18
MnO	0.21	0.23	0.26	0.10	0.10	0.18	0.22	0.17	0.12	0.19
CaO	6.06	3.71	3.05	9.68	10.05	10.51	9.57	9.78	8.95	7.73
Na ₂ O	0.46	0.00	0.16	2.85	2.89	0.80	0.69	0.62	2.66	0.77
K ₂ O	0.49	0.23	0.05	0.04	0.03	0.55	0.58	0.46	0.06	0.46
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.05	0.62	0.53	0.38	0.19	0.24	0.25	0.32
ППП	0.80	1.00	0.00	1.80	1.40	1.20	0.20	0.90	1.60	0.30
Сумма	101.74	101.54	100.34	99.87	99.56	99.69	100.44	99.81	99.08	100.54

Примечание. * – сумма Fe. Пояснения к таблице см. в тексте статьи.

Таблица 2. Состав ильменитов ритмично-расслоенного разреза Медведевского массива, вес. %

Генерации	I	II	III	I	II	III	I	II	III
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO ₂	49.76	50.48	51.00	48.50	50.13	50.69	51.05	50.62	51.05
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.06
FeO*	49.39	49.18	45.23	50.22	49.00	48.19	47.02	48.14	46.43
MnO	1.04	1.15	1.19	0.99	1.15	1.44	1.09	1.17	1.22
MgO	0.11	0.12	0.04	0.12	0.08	0.05	0.12	0.12	0.08
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.15	0.12
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00
С умма	100.39	100.99	97.53	99.84	100.36	100.46	99.50	100.30	98.99

Примечание. Ильмениты: I – раннемагматические, II – позднемагматические, III – постмагматические. 1–3 – рудное амфиболовое меланогаббро (обр. КС-717), 4–6 – лейкократовое амфиболовое габбро (КС-770–4), 7–9 – сосюритизированный анортозит (КС-721). FeO* – железо общее.

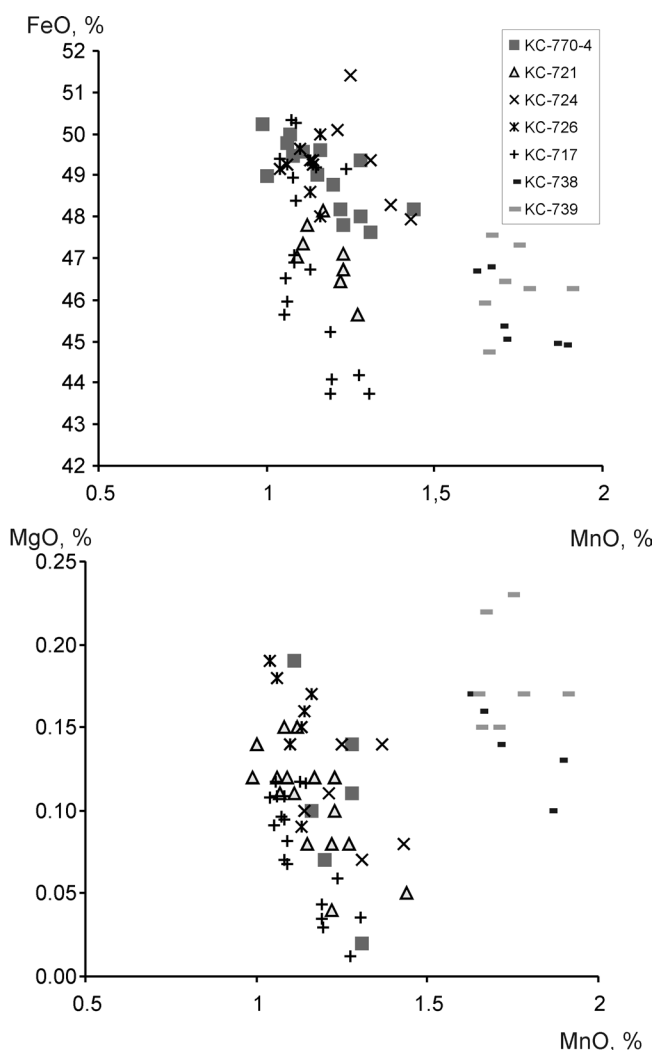


Рис. 5. Составы ильменитов в ритмично-расслоенном разрезе Медведевского месторождения (пробы от КС-770 до КС-717), и пегматоидном амфибол-сосюритовом габбро (пробы КС-738 и КС-739), пояснения в тексте.

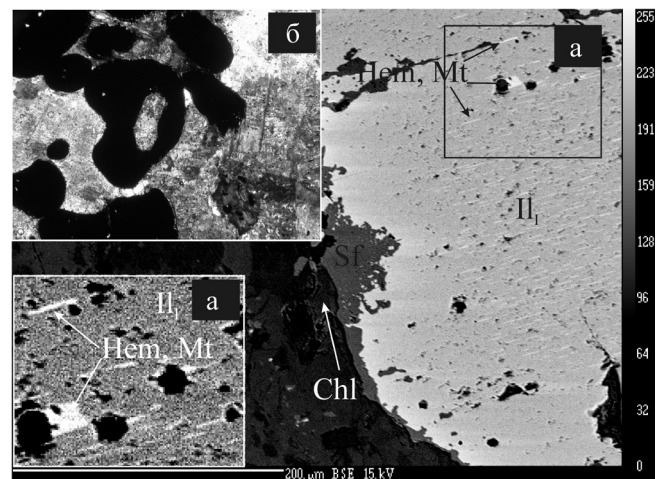


Рис. 6. Структура распада в центральных зонах ранних каплевидных (кумулясных) ильменитов.

В краевых зонах структуры распада отсутствуют. По краям ильменит замещается сфеном и корродируется хлоритом. Врезка а и б – увеличенный участок с лапелями магнетита. Фото в отраженных электронах, РФМА Samcra SX100. На врезке Б форма выделений раннемагматического (кумулясного) ильменита (черные округлые и каплевидные зерна) в рудном меланогаббро, заключенные в агрегат из крупных зерен зонального амфибола и сосюритизированного и альбитизированного плагиоклаза. Проходящий свет. Поле зрения 3 мм.

с выделением многочисленных пластинок гематита и, возможно, магнетита. В краевых зонах структуры распада не образуются, здесь содержание железа и магния понижается, а содержание марганца и титана увеличивается. Ранее на наличие фазы магнетита в структурах распада ильменита из данного месторождения впервые обратил внимание В.Г. Фоминых, который отнес данные ильмениты к магнетоильменитам [34].

В меланогаббро с густоукрапленным оруденением широко развит и **позднемагматический ильме-**

нит (II) – в виде крупных удлинено-округлых, иногда футлярообразных кристаллов или относительно неправильных по форме выделений, образующих сидеронитовые структуры (рис. 7). Этот ильменит имеет зональное строение. В центре его состав: $\text{FeO}^* - 51.5\%$, $\text{MgO} - 0.14\%$, $\text{MnO} - 1.15-1.25\%$, при содержании $\text{TiO}_2 - 47\%$; в краевой части: $\text{FeO}^* - 49\%$, $\text{MgO} - 0.07\%$, $\text{MnO} - 1.30\%$, при содержании $\text{TiO}_2 - 49.5\%$. В краевой зоне происходит рост содержаний марганца и титана, при спаде железа и магния. В центральной зоне позднемагматический ильменит по составу близок раннему ильмениту I.

В рудном меланогаббро такой позднемагматический ильменит тяготеет к периферии крупных зональных зерен амфибола (рис. 8), в которых содержание глинозема и общего железа нарастает от центра к периферии: $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{от } 2-3 \text{ до } 11-12\%$, $\text{FeO}^* - \text{от } 15 \text{ до } 21\%$ и более, при снижении содержаний MgO от 13–14 до 7%. Соответственно, в центре – это бедный глиноземом магнезиальный амфибол (уралит), образовавшийся по раннемагматическому моноклинному пироксену. В краевых оторочках – это ферроэдентит и ферропаргасит. В слабо измененных габброидах, в которых плагиоклаз еще не был сосюритизирован, уралитизация ранних пироксенов происходила с сохранением их первичной формы и, по-видимому, позднее образования кайм более железистых амфиболов. Зональное строение темноцветных минералов здесь поэтому проявлено более контрастно, когда еще различается внутренняя часть в виде первичного неизмененного пироксена и более темно-зеленая внешняя амфиболовая кайма. В уралите обильны зерна магнетита и сфена, вытянутые по спайности. Их образование, по-видимому, связано с “амфиболизацией” пироксена на позднемагматическом этапе. В породе при этом сохраняются первичные соотношения между количеством силикатных и феррических минералов.

Выявленная эволюция в составе амфиболов Медвежьего месторождения связана с существенным ростом общего и флюидного давления в процессе формирования богатых стратифицированных руд. По данным геобарометров [56, 59] кристаллизация ферроэдентита и ферропаргасита в краевых зонах происходила при давлении 5–6 кбар и более (рис. 8). В максимально железистых и глиноземистых амфиболах такого состава установлены и максимальные содержания хлора (до 0.20–0.70%), которые резко снижаются (до 0.05% и менее) как в бедном глиноземом амфиболе (уралите) центральных зон, так и в самых поздних каймах амфибола, в которых содержание Al_2O_3 достигает 12–14 вес. %, а содержание суммарного железа начинает заметно снижаться (табл. 3). Наличие роста активности хлора на позднемагматическом этапе, как известно, может оказать существенное влияние на процесс рудообразования [7, 35, 38], в частности, на формирование богатых сегрегационных магнетит-

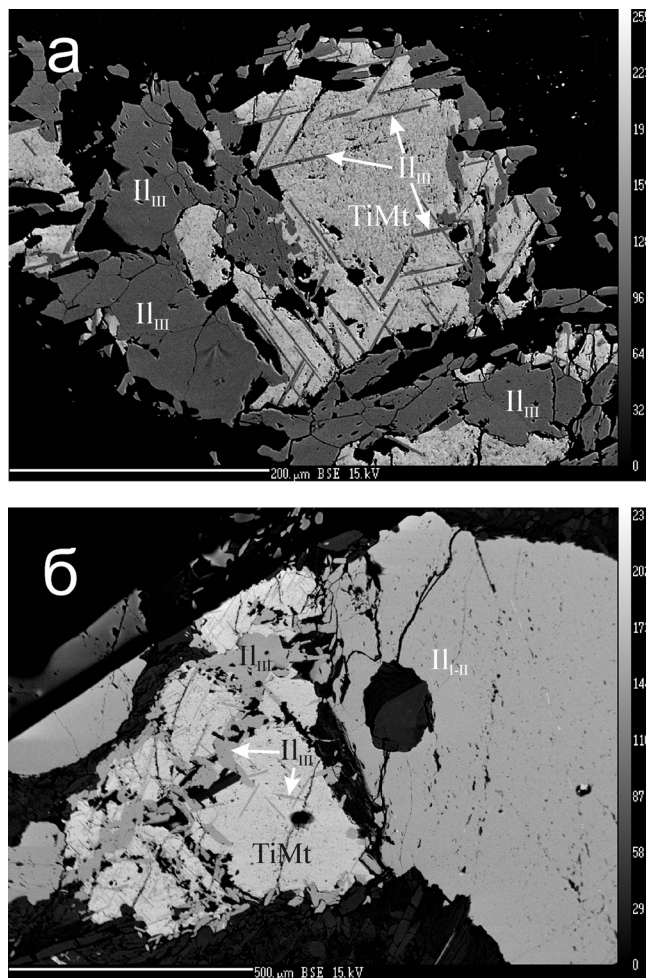


Рис. 7. Сегрегация постмагматического ильменита.

а – по краям зерен зонального со структурами распада высокотемпературного магматического титаномагнетита, б – видны две генерации ильменита: слева – постмагматический ильменит в виде, рассекающего титаномагнетит, сегрегационного прожилка и справа – крупный футлярообразный кристалл позднемагматического первично-образованного ильменита. Фото в отраженных электронах, РФМА Cameca SX100.

ильменитовых руд, что особенно характерно для более хлороносного и глубинного Кусинского месторождения [29 и др.].

В **постмагматическом сегрегационном ильмените (III)** в меланократовом рудном амфиболовом габбро происходит наиболее существенное снижение содержаний FeO^* (до 45%) и MgO – до 0.04% и рост концентраций MnO – до 1.20% и более и TiO_2 – до 51%. Такой поздний ильменит наиболее богат марганцем и титаном, но беден магнием и железом. Этот поздний ильменит образуется, в основном, на поздне-, постмагматическом этапе в процессе распада раннего высокотитанистого зонального титаномагнетита (рис. 7), первичное содержание TiO_2 в котором (в центральных зонах) достигало 13 вес%. В

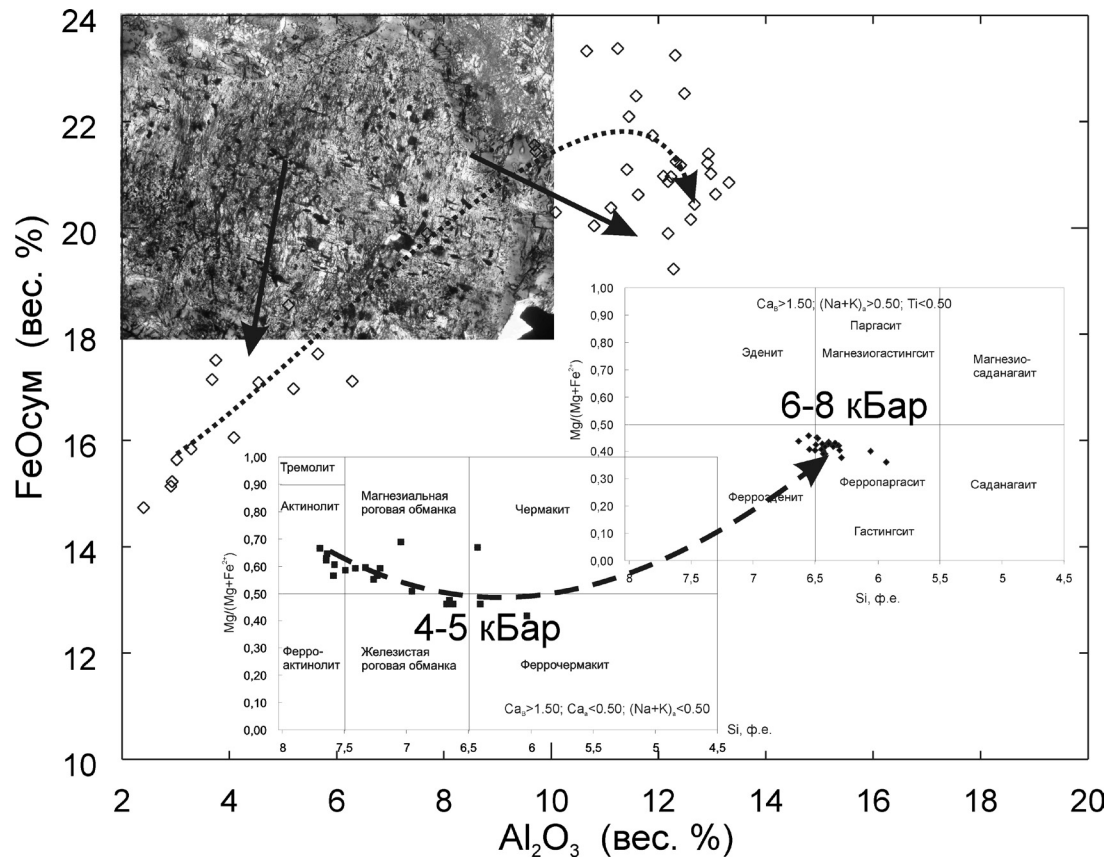


Рис. 8. Состав ($\text{FeO}_{\text{сум}}$ и Al_2O_3) и направление эволюции (пунктирные стрелки) крупных зональных кристаллов амфибола в рудном меланогаббро (фото кристалла вверх), с которым крупный позднемагматический футлярообразный ильменит образует тесный парagenезис.

Классификация амфиболов по [58]. Эволюция в составе и условиях кристаллизации крупного зонального амфибола в рудном меланогаббро Медведевского месторождения, с использованием геобарометров [56, 59].

Таблица 3. Типичные составы и содержания галогенов в амфиболах из габброидов Медведевского массива, вес. %

№ п.п.	Номер точки	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	Cl
1	KC717_1-1	51.97	0.12	3.29	15.84	0.18	13.14	11.47	0.62	0.07	0.04	0.02
2	KC717_1-2	49.38	0.16	5.20	16.98	0.15	12.10	11.76	0.77	0.16	0.00	0.04
3	KC717_1-3	53.13	0.04	2.41	14.74	0.22	14.57	11.85	0.49	0.06	0.15	0.04
4	KC717_1-4	51.62	0.22	4.09	16.06	0.18	12.44	11.48	0.74	0.08	0.00	0.03
5	KC717_1-5	46.02	0.19	7.69	19.90	0.18	9.73	11.33	1.36	0.31	0.04	0.12
6	KC717_3-1	42.41	0.32	11.45	22.10	0.20	7.20	10.84	1.90	0.55	0.00	0.26
7	KC717_4-1к	50.27	0.21	4.55	17.10	0.19	12.32	11.78	0.85	0.16	0.06	0.10
8	KC717_7-10ц	47.84	0.17	5.65	17.64	0.18	11.33	11.45	1.13	0.25	0.03	0.22
9	KC717_7-11к	43.06	0.26	9.71	21.44	0.16	8.28	10.87	1.65	0.55	0.07	0.24
10	KC726_2-4край	41.25	0.24	12.52	20.80	0.15	6.85	11.14	1.94	0.63	0.00	0.21
11	KC726_1-2	50.50	0.09	3.68	17.15	0.17	11.31	11.62	0.85	0.13	0.07	0.06
12	KC726_1-3	42.25	0.29	11.62	20.63	0.19	7.20	11.07	1.92	0.43	0.09	0.13
13	KC726_5-3	40.50	0.33	12.31	23.25	0.18	6.34	11.00	1.92	0.60	0.05	0.24
14	KC-739_2-2	51.25	0.05	3.63	15.14	0.21	12.89	11.69	0.76	0.08	0.02	0.02
15	KC-739_2-3	53.23	0.03	1.62	14.32	0.25	13.99	11.70	0.47	0.06	0.00	0.03
16	KC-739_2-4	53.20	0.02	1.68	14.72	0.27	13.66	11.29	0.53	0.06	0.07	0.01
17	KC-739_2-5	40.14	0.45	13.56	21.17	0.20	6.48	10.72	2.36	0.62	0.01	0.06
18	KC-739_3-3	44.74	0.73	8.36	18.75	0.22	9.26	11.19	1.78	0.26	0.11	0.70
19	KC-739_3-4	40.53	0.35	14.10	20.23	0.21	6.51	10.97	1.97	0.49	0.04	0.06

Примечание: 1, 3, 11, 14–16 – ядерные части кристаллов амфиболов (уралит по пироксену), остальное – внешние зоны кристаллов.

промежуточной зоне со структурой распада содержание TiO_2 в матрице такого титаномагнетита падает до 9.0 вес%, а в краях, где уже отсутствуют структуры распада, – до 6.0 вес% и менее. В этом случае постмагматический ильменит III образует поздние сегрегации по краям зерен высокотемпературного зонального титаномагнетита, а также отдельные, рассекающие его прожилки (рис. 7), которые состоят из тонкозернистого ильменита в сростании с мелкочешуйчатым высокожелезистым и высокоглиноземистым поздне- и постмагматическим хлоритом. Такой, самый поздний сегрегационный ильменит имеет следующий состав: FeO^* – 44.0%, MgO – 0.03%, MnO – 1.30%, при содержании TiO_2 – 51.5%, что в точности соответствует составу пластинок ильменита в структурах распада первичного высокотитанистого титаномагнетита.

Эволюция состава ильменита и апатита в микроритмах. В микроритмах, состав и строение которых было охарактеризовано выше, состав ильменита (проба КС-770) также закономерно меняется (рис. 9). Общий тренд эволюции ильменитов в микроритмах такой же, как и в макроритмах. В лейкократовых слоях, в сравнении с рудными меланократовыми, в составе ильменита содержание FeO^* понижается от 50 до 48%, MgO – до 0.04%, с ростом MnO – от 1.0 до 1.2–1.4% и содержаний TiO_2 до – 51%. При этом, здесь наиболее высокие содержания MnO (1.44%) и самые низкие MgO (около 0.04%) также отмечаются в позднем постмагматическом ильмените.

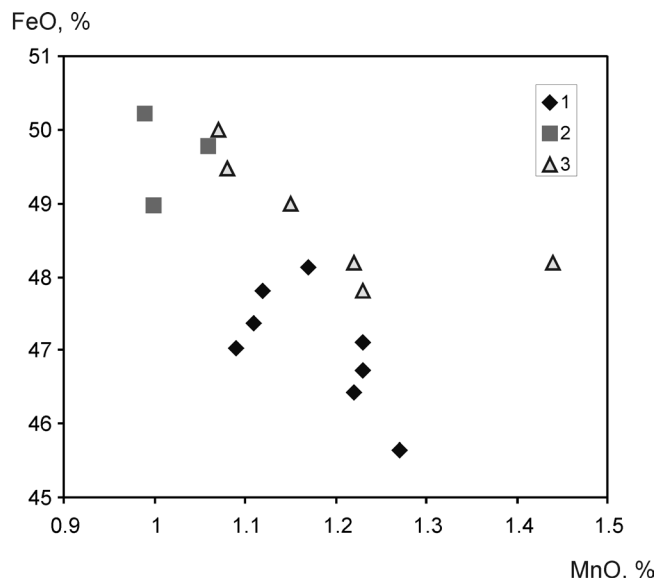


Рис. 9. Эволюция состава ильменита в микроритмах.

1 – ильменит в анортозите, 2 – ильменит в меланократовых слоях (проба КС-770, врезка А, рис. 3), 3 – то же в лейкократовых слоях.

Апатит в таких тонкоритмичных образованиях также фиксирует закономерное изменение в своем составе (КС-770), отражая изменение состава флюидной фазы и условий кристаллизации [10]. В лейкократовых слоях он имеет более высокое содержание фтора 2.55–2.9%, против 2.4–2.5% – в меланократовых. Содержание хлора слабо нарастает от меланократовых слоев 0.13–0.15% до 0.14–0.17% в лейкократовых. В апатите лейкократовых слоев увеличивается содержание MnO до 0.07%, против 0.01–0.04% и SiO_2 до 0.15%, против 0.12%. Эти данные свидетельствуют (рост содержаний фтора, марганца), что формирование лейкократовых прослоев в микроритмах, в сравнении с меланократовыми, происходит в условиях заметного снижения температуры.

Ильменит в анортозите. В крупных пластах анортозитов, перекрывающих ритмично-расслоенное габбро, ильменит по составу имеет ряд особенностей (табл. 2), указывающих на его кристаллизацию при относительно пониженной температуре. Поэтому все генерации ильменита в анортозитах имеют относительно низкое содержание FeO^* – 47–48%, на фоне более высокого содержания TiO_2 – 50–51% и MnO – 1.1–1.3%. На рис. 9 ильменит анортозитов продолжает тренд ильменита лейкократового габбро в область более высоких содержаний MnO и TiO_2 . На рис. 10а показано, что самая ранняя генерация ильменита в анортозитах образует относительно немногочисленные, но более крупные обособленные его выделения, находящиеся в интерстициях между крупными идиоморфными кристаллами сосюритизированного и альбитизированного плагиоклаза. Здесь такой сидеронитовый ильменит цементируется тонкозернистой массой высокожелезистого и высокоглиноземистого хлорита, сфена и альбита. Амфибол в данном анортозите отсутствует. Значительная масса более позднего ильменита в анортозите находится в виде сегрегаций, состоящих из его мелких пластинчатых зерен (рис. 10б), в тесном сростании со сфеном и высокожелезистым и высокоглиноземистым хлоритом.

Титаномагнетит, как и ильменит, в исследованном ритмично-расслоенном разрезе представлен рядом генераций, различающихся по составу. Самая ранняя его генерация наиболее богата титаном, содержание которого в нераспавшихся фазах достигает 13 вес. % В распавшихся фазах, с обильными вростками ильменита и шпинели, содержание титана в матрице титаномагнетита падает до 5–6% и менее. Одновременно с этим нарастает количество ванадия: от 0.3% в наиболее раннем высокотитанистом титаномагнетите, до 0.5% V_2O_3 – в позднем, распавшемся, низкотитанистом.

На рис. 11 отражены различия в содержаниях V_2O_3 , Cr_2O_3 и MnO в титаномагнетитах из вкрапленных руд в исследованном ритмично-расслоенном разрезе, в сопоставлении с титаномагнетитами бо-

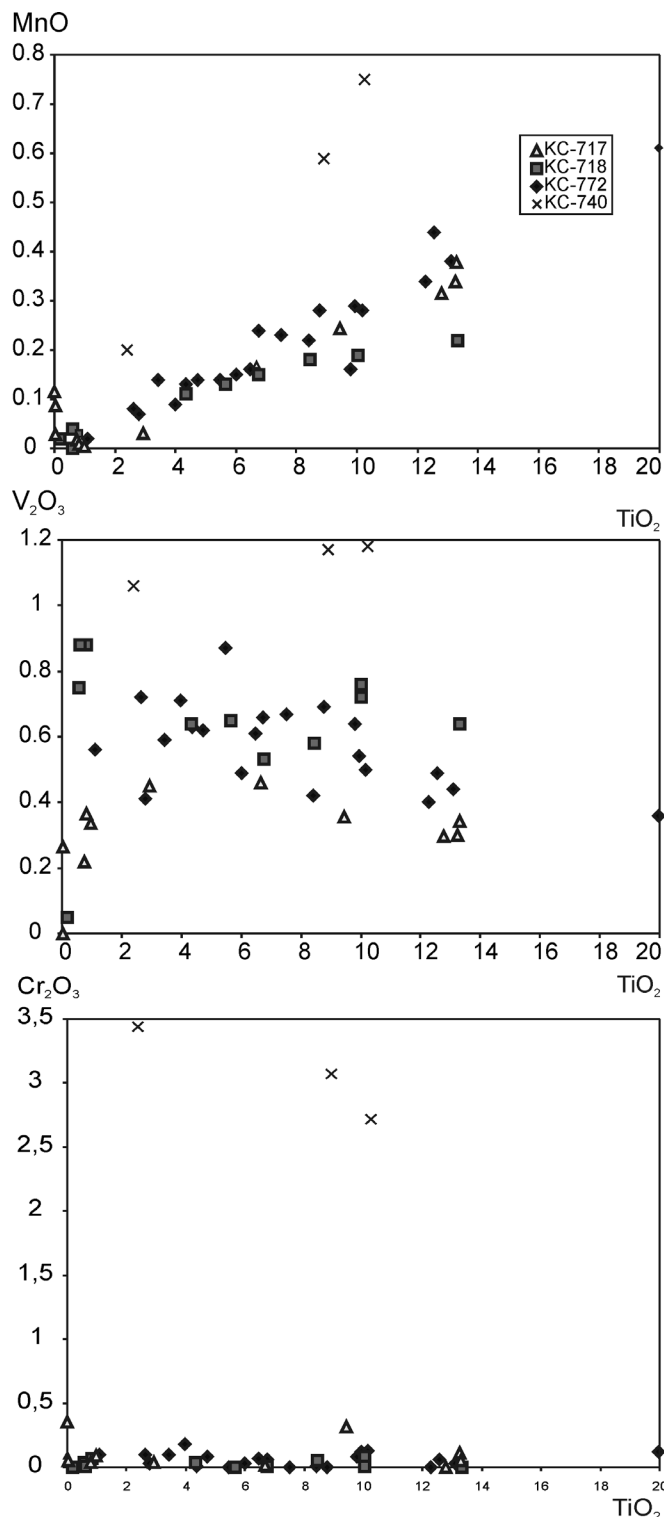


Рис. 11. Распределение MnO , V_2O_5 , Cr_2O_3 и TiO_2 в титаномагнетитах различных минеральных и генетических типов Ti-Fe-V руд Медведевского месторождения.

KC-717, KC-718 – магматические вкрапленные титаномагнетит-ильменитовые руды в стратифицированных амфиболовых габброидах, KC-772 – поздние габбро-нориты с вкрапленным оруденением и KC-740 – массивные титаномагнетитовые руды.

более поздних габбро-норитов и титаномагнетитом массивных руд, образующих пластообразные рудные тела среди стратифицированных пород. Первые из них наиболее бедны ванадием (0.3–0.4%). В титаномагнетитах поздних габбро-норитов содержание ванадия возрастает до 0.5–0.7%. В массивных рудах в титаномагнетитах содержание ванадия максимально 1.0–1.2%. Эти титаномагнетиты выделяются также высоким содержанием хрома до 3–3.5%, а также марганца – до 0.6–0.7% и магния – до 0.46%.

На Кусинском месторождении титаномагнетит в массивных пластообразных рудных телах также богат хромом. Кроме того, здесь краевые зоны зерен титаномагнетита, а также и хегбомита отличаются более высокими содержаниями Cr [5, 40]. В титаномагнетите центральные зоны содержат 2.1 а краевые – 2.5–3.15 мас. % Cr_2O_3 , в хегбомите, соответственно, 1.7 и 2.6–3.0 мас. %. Это означает, что в ходе кристаллизации таких руд рудный расплав (или рудообразующий флюид) явно обогащался хромом. В массивных рудах этого месторождения обнаружен эсколаит, который образует мельчайшие включения (10–20 мкм) в титаномагнетите, но встречается и в виде изометричных выделений вдоль границ зерен магнетита и ильменита, обычно в парагенезисе с хлоритом.

С учетом того факта, что при наличии свободного ильменита в породах и рудах содержание титана в титаномагнетите определяется температурой [23, 54], можно на основе полученных аналитических данных определить начальную температуру формирования вкрапленного титаномагнетит-ильменитового оруденения в меланократовых ритмично-расслоенных породах Медведевского месторождения, которая определяется значением около 1000°C . Распад твердых растворов в этих минералах с образованием позднего сегрегационного ильменита и бедного титаном магнетита происходил при температуре $500\text{--}600^\circ\text{C}$.

5. ГАЛОГЕНЫ В АПАТИТЕ КАК ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РИТМИЧНО-РАССЛОЕННЫХ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ

Во всех трех, выделенных крупных ритмах с магматической слоистостью, включающих внизу рудные мелано- и мезократовые габбро с богатым густовкрапленным оруденением, а сверху – лейкогаббро и крупные пласты анортозитов, в составе апатита (рис. 12, 13) вверх по разрезу установлен направленный рост содержаний фтора (от 1.3% до 2.4%), а в двух верхних ритмах и Cl (от 0.06% до 0.16%). Одновременно снизу вверх в каждом из ритмов происходит существенное нарастание количества апатита (с максимумом в анортозитах) и значительное укрупнение его размеров, особенно в межзерновых пространствах.

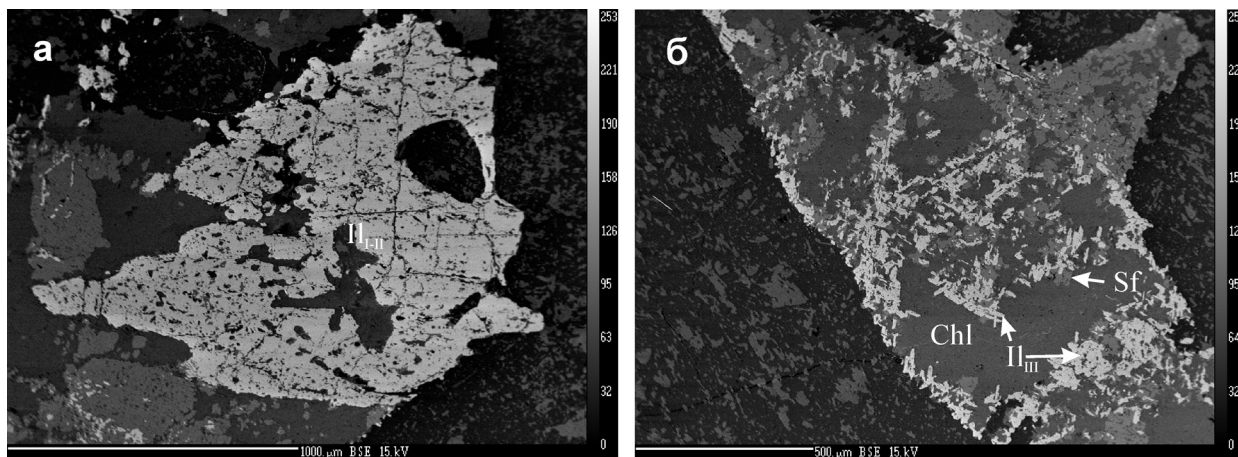


Рис. 10. Ранняя генерация ильменита в анортозитах, в виде крупных обособленных сидеронитовых выделений (а); и ильменит в виде сегрегаций из мелких пластинчатых зерен в тесном сростании со сфеном и высокожелезистым и высокоглиноземистым хлоритом (б).

В каждом крупном ритме при этом выделяется ряд диапазонов в концентрациях фтора и хлора, характеризующих отдельные пласты (слои) пород и руд [9]. Содержание F в каждом из таких слоев нарастает от мелких включений апатита в ранних породообразующих минералах (плагиоклазе и раннем амфиболе) к более позднему и крупному интерстициальному апатиту, образующему сростания с рудными минералами и поздним амфиболом. Такая закономерность была подчеркнута ранее при изучении ритмичной расслоенности в Кусинской габбровой интрузии [7]. Там она проявилась более отчетливо, поскольку, концентрации хлора в Кусинской интрузии, более чем на порядок, превышают его содержания в Медведевском массиве.

Из данных, приведенных на рис. 12, видно, что охарактеризованная выше тенденция, с накоплением фтора в апатитах от меланократовых рудных пород к анортозитам, ритмично повторяется в каждом из исследованных ритмов. Апатит в каждом из таких ритмов начинает свою кристаллизацию с единого для всех ритмов начального уровня в содержаниях F, равного 1.0–1.3%. Это является свидетельством того, что формирование всех ритмов в данном вертикальном разрезе происходило практически одновременно и по единой схеме.

Нарастание содержаний фтора в составе отдельных ритмов вверх по разрезу коррелируется с эволюцией в составе самих пород и руд – с ростом в породах (от меланогаббро с густовкрапленным оруденением к анортозитам) содержания щелочей, в частности, Na_2O – от 0.6 до 2.9%, Al_2O_3 – от 8.8 до 20%, SiO_2 – от 35 до 51%, P_2O_5 – от 0.25 до 0.55%, с одновременным снижением содержаний MgO от 5.8 до 2%, MnO – от 0.22 до 0.09%, TiO_2 – от 5–9 до 1.5%, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – от 29 до 9%, при устойчивых содержаниях CaO – 8–10%. Вверх по разрезу возрастают

и концентрации стронция, с максимальными содержаниями в анортозитах (рис. 12). Барий проявляет противоположную тенденцию [46].

С учетом того факта, что содержание фтора в магматических апатитах является индикатором магматической эволюции [10, 32, 38], отражающим порядок кристаллизации породообразующих минералов, а также и самих пород в магматических сериях, полученные данные указывают на направленную кристаллизацию пород в исследованных ритмах снизу вверх – от более высокотемпературных рудных парагенезисов в меланократовых породах к относительно более низкотемпературным лейкократовым породам и анортозитам. Это происходит на фоне общей эволюции кристаллизующегося рудоносного расплава в сторону накопления в составе остаточного “лейкократового” расплава, концентрирующегося в верхней части макро – и микро-ритмов, наиболее легкоплавких и легколетучих элементов (натрия, алюминия, фосфора, фтора и др.).

На рис. 13 отражено также содержание галогенов в апатитах из пегматоидного габбро (в районе Прасковье-Евгеньевская минеральной копи), содержащего крупный ксенолит вмещающих скарированных и мраморизованных карбонатных пород (доломитов) саткинской свиты. В этом пегматоидном габбро содержания хлора в апатите заметно превышают его концентрации в апатите из рудоносных стратифицированных габброидов.

Таким образом, установлена взаимосвязь состава галогенов в апатитах с составом пород и руд, образующих ритмы расслоенного разреза, что наиболее отчетливо отразилось на распределении фтора и хлора в апатитах двух главных типов пород – рудного меланократового габбро и анортозитов. Повышенные концентрации хлора в апатитах из пегматоидного габбро, находящегося в контакте с ксенолитом доломитов, по-видимому, обусловлены про-

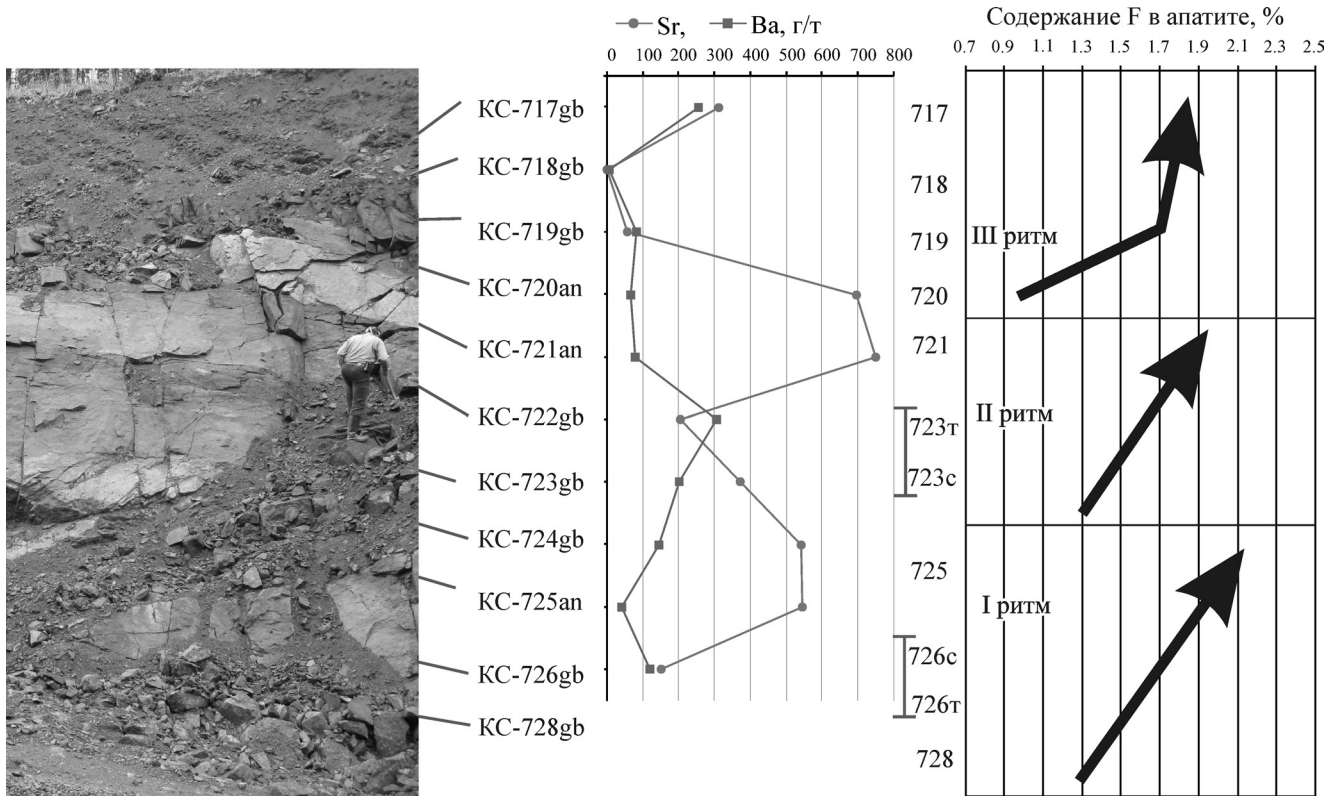


Рис. 12. Ритмично-полосчатая магматическая слоистость в разрезе (индексы около № проб: gb – габбро, an – анортозит; т – меланократовый слой, с – лейкократовый слой) с диаграммами состава ритмов I–III, отражающих направленный рост содержаний фтора в апатите от меланократовых пород в основании ритмов к лейкократовым вверх. На отдельной диаграмме распределение содержаний Sr и Ba в разрезе ритмов (пояснения в тексте).

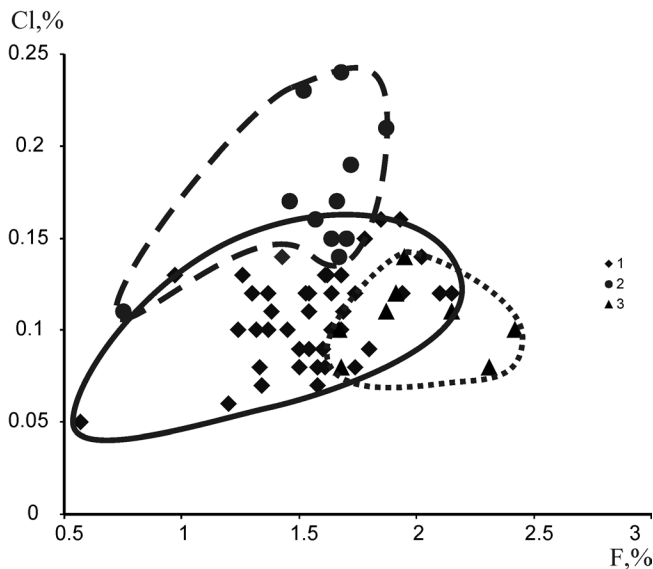


Рис. 13. Распределение галогенов в апатитах ритмично-расслоенных пород и в пегматоидном габбро Медвежьего месторождения.

1 – габбро (обр. KC-717, KC-719), тонко ритмично-расслоенные габброиды, (обр. KC-723, KC-726, KC-728); 2 – пегматоидное габбро (обр. KC-738, KC-739); 3 – анортозиты (обр. KC-721, KC-725).

цессом флюидно-магматического взаимодействия с участием рассольных вод, заимствованных из карбонатных пород, вмещающих интрузию [8].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Наличие роста содержаний рудных (Fe, Ti, V) элементов и минералов в самых нижних частях меланократовых слоев макро – и микроритмов Медвежьего месторождения вполне могло быть связано с кумуляцией здесь раннемагматического ильменита и титаномагнетита. При этом, кумуляция титаномагнетита и ильменита предшествовала окончательной кристаллизации меланократовых пород с образованием в них крупных промышленных масс позднемагматического сидеронитового ильменита и более позднего, заметно обедненного титаном титаномагнетита. Кроме того, ранее было показано [29, 42 и др.], что на уровне современного эрозионного среза массивы кусинско-копанского комплекса сложены не продуктами кристаллизации исходных расплавов, а их обогащенными железом и титаном дифференциатами. Об этом свидетельствует низкая магнезиальность габброидов всех массивов кусинско-копанского комплекса, которая практически не поднимается выше 0.50. Обособление руд-

ных дифференциатов происходило в более глубинных промежуточных камерах при общем давлении 7–9 кбар. Область же кристаллизации и становления самих массивов этого комплекса отвечает уже меньшему давлению и, как было показано выше, составляет для южных малоглубинных массивов 1–3 кбар, для северных, более глубинных (Медведевского и Кусинского) – 5–6 кбар и более. Отрицательная корреляция магнезиальности пород в массивах с содержанием в них алюминия является косвенным показателем степени лейкократовости пород. На Медведевском месторождении этому направлению эволюции соответствует формирование рудоносных пород ранней ритмично-расслоенной габбро-анортозитовой серии.

Другая важная особенность условий формирования и генезиса ильменит-титаномagnetитовых месторождений и массивов кусинско-копанского комплекса связана с тем, что отдельные его массивы и месторождения формировались в условиях резко меняющегося флюидного давления и состава флюидов. Это оказывало существенное влияние на *P-T* условия их формирования и на их минеральный состав. В условиях низкого давления флюидов (малоглубинный тип) и высокой температуры (до 1100°C) из обогащенного железом и титаном базитового расплава кристаллизовался высокотитанистый магнетит и определенное количество первично обособленного ильменита. В присутствии же существенно водного флюида, содержащего значительные концентрации хлора, что особенно характерно для наиболее глубинного Кусинского месторождения, в несколько меньшей степени – и для Медведевского месторождения, при пониженной температуре (900–600°C) и росте фугитивности кислорода [29] в рудоносном расплаве происходила уже кристаллизация бедного титаном магнетита, при существенном росте количества первичного обособленного ильменита.

В глубинном типе месторождений в процессе кристаллизации была более резко проявлена и неравновесность остаточного расплава, богатого водой и хлором, по отношению к ранее выделившимся пороодообразующим и рудным минералам (пироксенам, оливину, титаномagnetиту и др.), образующим первичный каркас пород [29]. В результате взаимодействия богатого флюидом остаточного расплава с минералами первого этапа кристаллизации образовалась субсолидусная ассоциация минералов, состоящая из позднемагматических генераций амфибола, биотита, хлорита и граната (на Кусинском месторождении). Минералы этого второго этапа кристаллизации, например, в неизмененных габбро-норитах Кусинского массива, образуют следующие главные типы кайм: на контакте орто- и клинопироксена – это зеленая роговая обманка; орто- и клинопироксена с плагиоклазом – зеленовато-бурая роговая обманка и хлорит; тита-

номагнетита и ильменита с пироксеном – хлорит и радиально-лучистая зеленовато-бурая роговая обманка; тех же рудных минералов с плагиоклазом – хлорит, зеленовато-бурая радиально-лучистая роговая обманка, биотит и альмандиновый кальциевый гранат. Подобные каймы, которые образуются в результате субсолидусного взаимодействия первичных минералов с остаточным расплавом и флюидом и свидетельствуют о неравновесности ранних магматических минералов габброидов с последними порциями расплава и с отделившимся от расплава обильным хлор-водным флюидом. Состав роговой обманки – главного минерала кайм в габбро-норитах Кусинского массива, закономерно изменяется в направлении от центра каймы к ее границам с плагиоклазом: в роговой обманке в этом направлении уменьшается содержание алюминия, суммы щелочных металлов, растет магнезиальность [29]. Соответственно меняются и *P-T* параметры ее формирования: давление падает от 7 до 5–6 кбар, температура – от 700 до 580°C.

На Медведевском месторождении в процессе субсолидусного взаимодействия богатого флюидом остаточного расплава с минералами первого этапа кристаллизации, в условиях резкого нарастания водно-флюидного давления и усиления активности хлора, ранний, богатый кальцием пироксен (диопсид) был практически полностью замещен низкоглиноземистым актинолитовым амфиболом, с образованием псевдоморфного уралита. Одновременно происходила массовая кристаллизация позднемагматической высокоглиноземистой и высокожелезистой роговой обманки (ферроэдентита и ферропаргасита), богатой хлором (0.20–0.70 мас. %). Она образовывала вокруг псевдоморфного уралитового амфибола широкие каймы с формированием в породах общих крупных зональных кристаллов. Такой механизм кристаллизации рудного амфиболового габбро в ритмично-расслоенном разрезе был возможен только в условиях формирования Медведевского месторождения на большой глубине и при высоком водно-флюидном давлении. По данным различных геобарометров, формирование ранних стратифицированных рудоносных пород происходило при общем и флюидном давлении, равном 5–6 кбар и более. Необходимо заметить, что роговые обманки в метаморфических породах амфиболитовой фации в своем составе хлор не содержат [10]. Это к вопросу о том, не являются ли эти преобразования в породах и рудах следствием наложения на них более поздних процессов регионального метаморфизма. Г.Б. Ферштатером и др. [29], было показано, что неравновесность остаточного расплава и хлор-водного флюида по отношению к ранее выделившимся пороодообразующим и рудным минералам в породах и рудах кусинско-копанского комплекса выражалась в повышенной активности

в субсолидусном расплаве и флюиде таких “остаточных” компонентов, как SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 , CaO , H_2O , и некоторых других, т.е. тех компонентов, которые накапливались в ходе фракционной кристаллизации. Соответственно рассмотрены разные типы реакций, ведущие к образованию поздних кайм вокруг ранних минералов, в том числе, и к образованию аналогичных по составу и строению окорудных метасоматических ореолов вокруг мощных пластообразных магнетит-ильменитовых рудных тел Кусинского месторождения.

Другая важная проблема, которая рассмотрена в данной статье, — это изучение стадийности в формировании магматогенного ильменит-титаномагнетитового оруденения в ранней стратифицированной серии пород Медведевского месторождения, а также использование эволюции в составах рудных минералов и апатита для определения генезиса и условий формирования ранней рудоносной ритмично-расслоенной серии пород в составе Медведевского месторождения и массива. Так, выше было показано, что ранние высокотемпературные генерации рудных минералов имеют особый состав и морфологию выделений, отличные от их поздне- и постмагматических генераций. Раннемагматический (округлый до каплевидного) ильменит характеризуется наиболее высокими содержаниями FeO и MgO , при минимальных содержаниях MnO и TiO_2 . Магний и железо в его составе относятся к наиболее высокотемпературным элементам. Их содержание и соотношение с содержаниями MnO и TiO_2 характеризует эволюцию состава ильменита в процессе формирования ритмично-расслоенной серии пород, а также термодинамические и физико-химические условия петро- и рудогенеза. С понижением температуры состав ильменита меняется в направлении роста Mn-компоненты по схеме $\text{Fe}(\text{Mg})\text{TiO}_3\text{—MnTiO}_3$. Такая направленная эволюция в составе ильменита может иметь важное петрологическое следствие, позволяя определить генезис и условия формирования ритмично-расслоенной серии пород в составе Медведевского месторождения и массива.

Ранний, наиболее высокотитанистый титаномагнетит (с 13% TiO_2) в меланократовой части макро- и микроритмов, по данным ICP-MS анализа, также имеет особый состав и отличается по содержанию элементов-примесей от титаномагнетита в лейкогаббро и анортозите [50, 60]. Титаномагнетит для этих исследований выделялся методом многократной мокрой магнитной сепарации. Этот ранний титаномагнетит беден несовместимыми и легкоплавкими элементами-примесями. Титаномагнетиты же анортозитов и пегматоидного габбро обогащены такими элементами-примесями в десятки и сотни, иногда в тысячи раз, особенно такими элементами как Al, Na, Ca, Si, P, Sr, Li, W, Zr, Ta, Th, PЗЭ, Cu, Zn, Ag, Pd. Титаномагнетиты в меланократовом

рудном габбро, в свою очередь, содержит более высокие концентрации Ba, Cs, Nb, Pb, Ga, Se, Sc и Rh. Близость в составе элементов-примесей в титаномагнетитах из анортозитов и пегматоидного габбро указывает на близкий генезис этих пород. Это производные остаточных расплавов, богатых летучими и легкоплавкими редкими элементами.

Состав РЗЭ в титаномагнетитах также подтверждает направленную его эволюцию при образовании ритмично-расслоенного разреза. Титаномагнетиты из лейкократовых габбро, анортозитов и пегматоидного габбро, кристаллизующиеся в верхней части макро- и микроритмов имеют более высокое содержание РЗЭ (практически на порядок) и более высокую степень их фракционирования (La/Yb отношение здесь возрастает от 3–4 до 5–8). Общее содержание РЗЭ в породах и рудах из нижних и верхних частей макро- и микроритмов, в сравнении с титаномагнетитами, меняется менее контрастно. Однако и здесь породы из верхних частей кристаллизационных ритмов (лейкогаббро и анортозиты) имеют, в целом, более высокие содержания РЗЭ (до 45–75 г/т), в сравнении с меланократовыми породами и рудами (9–25 г/т) из нижних частей. От последних к первым в породах, в сравнении с титаномагнетитами, несколько более интенсивно нарастают и концентрации легких РЗЭ (La/Yb растет от 4–5 до 12), при этом снижается интенсивность положительной аномалии Eu. Состав РЗЭ в титаномагнетитах, таким образом, также отражает наличие расслоенности в строении Медведевского массива. Это позволяет использовать состав РЗЭ и других элементов-примесей в этом минерале как индикатор направленности процессов кристаллизации пород и руд в ритмично-расслоенных разрезах.

В целом, полученные данные по онтогенезу (морфологии и составу) ильменита, титаномагнетита и апатита подтверждают направленную кристаллизацию пород и руд в исследованных макро- и микроритмах снизу вверх: от более высокотемпературных парагенезисов, формирующих ритмично-расслоенные меланократовые породы с густокрапленным титаномагнетит-ильменитовым оруденением к относительно более низкотемпературным анортозитам и пегматоидному габбро. Во всех выделенных крупных ритмах с магматической слоистостью в составе апатита, как было показано выше, вверх по разрезу каждого из ритмов происходит направленный рост содержаний F. Данная тенденция с накоплением фтора в апатитах ритмично повторяется в каждом из исследованных ритмов, в которых апатит начинает свою кристаллизацию с близкого для всех ритмов начального уровня в содержаниях F, равного 1.0–1.3%. Это является свидетельством того, что формирование ритмов в данном вертикальном разрезе происходило практически одновременно. При этом, ритмичное нарастание содержаний фтора в составе апатита вверх по

разрезу коррелируется с эволюцией в составе самих пород и руд с ростом в породах (от меланогаббро с густовкрапленным оруденением к лейкогаббро и анортозиту) содержаний щелочей, Al_2O_3 , SiO_2 , P_2O_5 , с одновременным снижением содержаний MgO , MnO , TiO_2 , Fe_2O_3 , при устойчивых содержаниях CaO . Это свидетельствует о том, что направленная кристаллизация пород и минералов в ритмах происходила на фоне общей эволюции остаточного лейкократового расплава, концентрирующегося в верхней части макро – и микроритмов, наиболее легкоплавких и легколетучих элементов (натрия, алюминия, фосфора, фтора и др.). Теоретический анализ такой направленной снизу вверх кристаллизации в ритмично-расслоенных магматических сериях дан в работах Е.В. Шаркова [51 и др.] и Б.И. Гонгальского с соавторами [12].

В литературе на условия формирования ритмично-расслоенных серий имеются и другие точки зрения и гипотезы: многократное внедрение магм в камеру кристаллизации; смешение первичных и фракционированных расплавов, их дифференциация, перемещение части дифференциатов в виде остаточных флюидонасыщенных расплавов во вмещающие породы и др. [53]. Однако, до сих пор наибольшей популярностью среди них пользуется гипотеза Л. Уэйджера и Г. Брауна [28], в основе которой лежит кумулятивный механизм. Как было показано выше, кумуляция рудных минералов (ильменита и титаномагнетита), как и первичного пироксена, в процессе кристаллизационной дифференциации исходного рудоносного базитового расплава, имела место и на самом раннем этапе формирования ритмично-расслоенного разреза Медведевского месторождения. Об этом свидетельствует наличие кумулятивных структур в габброидах с наиболее богатым вкрапленным оруденением и существенный рост содержаний рудных (Fe , Ti , V) элементов в нижних меланократовых частях макро- и микроритмов, а также особый состав и морфология наиболее ранних выделений ильменита и титаномагнетита. Можно предположить также, что такое расслоение больших ритмов на малые и с последующим более дробным делением на лейкократовую и меланократовую части, связаны и с термогравитационной конвекцией во всем объеме массива габброидов [28, 57].

Структурная позиция и строение пластообразных тел анортозитов подтверждают их связь с нижележащим дифференцированным и стратифицированным разрезом. Верхние контакты пластовых тел анортозитов с меланократовыми рудоносными породами вышележащего ритма, как правило, более резкие интрузивные, а нижние контакты с подстилающим ритмом – постепенные, с переходом к нижележащему лейкократовому габбро.

Н.Л. Добрецов и др. [13] предложили модель формирования ритмической расслоенности бази-

товых плутонов, по которой ритмическая расслоенность в сериях с анортозитами может быть следствием “отсасывания интеркумулусной жидкости в параллельные кровле термоусадочные полости, контракционные трещины или ослабленные зоны отслоения, в которые, в результате декомпрессии, должен будет отсасываться остаточный лейкократовый расплав”. Как свидетельствуют геологические данные, такой механизм на Медведевском месторождении мог быть реализован при образовании пластообразных тел анортозитов, в том числе оторванных от расслоенных разрезов и перемещенных на некоторое расстояние от них, хотя последние, как показал состав апатита, ильменита и титаномагнетита, являются составной частью макроритмов. В то же время, в своем составе они несут явные признаки связи с остаточным лейкократовым расплавом, обогащенным легкоплавкими и легколетучими компонентами. По-видимому, этот остаточный расплав формировался в верхней, более лейкократовой части макроритмов.

В целом, полученные данные по условиям и последовательности формирования минерального состава рудоносного ритмично-расслоенного габбро-анортозитового разреза, закономерно вписываются в ранее выявленную стратификацию и зональность Медведевского и других массивов и месторождений кусинско-копанского рудно-магматического комплекса [2, 14, 29, 31, 52 и др.]. В работах этих авторов были охарактеризованы многие из особенностей массивов кусинско-копанского комплекса, которые позволяют квалифицировать их как расслоенные интрузии.

Наличие скрытой расслоенности в строении массивов и месторождений кусинско-копанского комплекса свидетельствует об этом же, оно детально охарактеризовано ранее в [29]. Наличие скрытой расслоенности и зональности в составе и строении крупных пластообразных тел массивных руд были установлены ранее и для Кусинского месторождения [5, 7 и др.]. Такие рудные тела относительно равномерно распределены по всей обнаженной и отработанной части Кусинского месторождения.

Таким образом, охарактеризованные выше данные по минералогической, петрологической и флюидно-металлогенической вертикальной зональности рудных тел и всего Медведевского месторождения отражают проявление закономерностей, свойственных как типичным расслоенным интрузиям, так и существенному проявлению здесь процессов флюидно-магматического взаимодействия с участием флюида, обогащенного водой и хлором. Последняя закономерность является существенной особенностью северной группы месторождений (Медведевского и особенно Кусинского), формирующихся в более глубинной части кувашского рифтогенного грабена. Наличие флюида, богатого водой и хлором, во многом влияет на минеральный состав северных месторождений, определяя преимущественную их

специализацию на ильменитовое оруденение в сочетании с менее титанистым, чем на юге, магнетитовым оруденением, дополнительно обогащенным (Кусинское месторождение) ванадием и хромом.

Полученные данные по составам оруденения в разноглубинных месторождениях и вариациям в составах отдельных рудных минералов (ильменита и титаномагнетита) могут служить основой для практических рекомендаций по более эффективной и комплексной разработке таких месторождений, с оценкой ресурсов легкообогащаемых ильменитовых и магнетитовых руд.

Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015), совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М. Наука, 1984. 136 с.
2. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В.* Кусинско-копанский (Южный Урал) интрузивный комплекс – фрагмент крупного расслоенного плутона // Докл. АН. 1992. Т. 232, № 1. С. 133–136.
3. *Багдасаров Э.А.* Сравнительная характеристика состава ильменитов изверженных пород // Записки ВМО. 1986. Ч. CXV, Вып. 2. С. 155–165.
4. *Багдасаров Э.А.* Типохимические особенности кристаллохимических параметров ильменитов и их прикладное значение // Региональная геология и металлогения. 2010. № 44. С. 34–41.
5. *Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К.* Хегбомит из ильменит-магнетитовых руд Кусинского массива (Южный Урал) // Записки РМО. 2005. № 2. С. 84–90.
6. *Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Воронина Л.К.* Особенности состава галогенсодержащего флюида в рудоносных габброидах Кувашико-Машакской рифтогенной структуры (Южный Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург, УрО РАН, 2005. С.311–313.
7. *Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Воронина Л.К.* Распределение галогенов в расслоенных габброидах Кусинской интрузии // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 224–227.
8. *Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей Кусинско-Копанского интрузивного комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2011. № 5. С. 124–130.
9. *Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Поведение галогенов (Cl, F) в апатитах ритмично-расслоенных рудоносных габброидов Медведевского месторождения // Ежегодник-2010: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 83–85.
10. *Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 192 с.
11. *Гекимянц В.М.* Минералогия титана и циркония в скарнах, родингитах и родингитоподобных образованиях западного Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000. 21 с.
12. *Гонгальский Б.И., Кривошуккая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.* Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 1–30.
13. *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Цой Л.А.* Новая модель формирования ритмической расслоенности базитовых плутонов // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 3–11.
14. *Карпова О.В.* Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. 152 с.
15. *Ковалев С.Г.* Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
16. *Ковалев С.Г.* Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. № 2. 2011. С. 68–83.
17. *Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П.* Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
18. *Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
19. *Малышев И.И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 272 с.
20. *Маслов А.В., Кручинин М.Т., Гареев Э.З.* Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 42–51.
21. *Мясников В.С.* Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма // Геология рудных месторождений. 1959. № 2. С. 49–62.
22. *Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 208 с.
23. *Полтавец Ю.А.* Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдсли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 67. С. 63–72.
24. *Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б. и др.* Околорудные высокобарические минеральные ассоциации в Кусинском габбровом массиве (Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 1. С. 95–98.
25. *Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др.* Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2009. С. 3–14.
26. *Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др.* Бердяшский массив: 1350 ± 10 млн. лет или древнее? // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 310–314.
27. *Степанов А. И.* Статистический аспект калий-аргонового датирования габброидов Кусинско-Копанской интрузии (Южный Урал) // Ежегод-

- ник-2009: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. Екатеринбург, 2010. С. 297–301.
28. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
 29. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С.* Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 112–128.
 30. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В.* Габбро-диабазовые дайки и силлы в ранне-среднерифейских породах Башкирского антиклинория // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 201–206.
 31. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин и др.* Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 5. С. 421–443.
 32. *Ферштатер Г.Б., Чапухина В.А., Вилисов В.А.* Распределение хлора и фтора в апатите, включенном в различные порообразующие минералы магматических пород // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 5. С. 1228–1233.
 33. *Фоминых В.Г.* Титаномагнетиты пород Кусинской габбро-диабазовой интрузии // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск: ИГГ УФАИ СССР, 1968. С. 24–27.
 34. *Фоминых В.Г.* Состав и распределение ильменита в титаномагнетитовых месторождениях Урала // Геология рудных месторождений. 1969. № 2. С. 72–77.
 35. *Фоминых В.Г., Холоднов В.В.* Роль галогенов в титаномагнетитовом оруденении Урала // Геология рудных месторождений. 1988. № 4. С. 89–95.
 36. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов: Железорудные месторождения Урала / Отв. ред. А.М. Дымкин. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.
 37. *Холоднов В.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б.* Новые данные об условиях формирования рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала и вмещающих их габброидов // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 144–149.
 38. *Холоднов В.В., Бушляков И.Н.* Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 395 с.
 39. *Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бородин Н.С. и др.* Симметричная зональность контактового ореола массивных ильменит-магнетитовых руд в Кусинском месторождении // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: мат-лы междунар. науч. конф. “X чтения А.Н. Заварицкого”. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 298–302.
 40. *Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Бочарникова Т.Д.* Кусинско-Копанский интрузивный комплекс (Южный Урал): минералогия и условия образования магнетит-ильменитовых месторождений // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд: мат-лы Всерос. науч. конф. “Годичное собрание РМО”. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 144–148.
 41. *Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л., Ферштатер Г.Б. и др.* Новые **Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал)** // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331–334.
 42. *Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др.* Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.
 43. *Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др.* Sm-Nd, Rb-Sr возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 5. С. 650–654.
 44. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С.* Среднерифейская рифтогенная вулcano-плутоническая ассоциация Башкирского мегантиклинория: состав, геохимическая и палеогеодинамическая эволюция, магматические источники, минерогения // Вулканизм и геодинамика: мат-лы V Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 180–184.
 45. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С.* Состав ильменита и магнетита в ритмично-расслоенном амфиболовом габбро и анортозитах Медведевского месторождения (средний рифей, Южный Урал) // Ежегодник-2010: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 182–186.
 46. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д.* Новые данные о составе и генезисе **Fe-Ti-V руд Медведевского месторождения (Кусинско-Копанский рудно-магматический комплекс, Южный Урал)** // Геология, полезные ископаемые и проблемы геозологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: мат-лы 8-й Межрегион. научно-практ. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. С. 159–161.
 47. *Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д.* Верхний возрастной предел формирования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса: U-Pb датирование циркона из поздних гранитов Медведевского месторождения (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 3. С. 99–110.
 48. *Шабалин Л.И.* Титаномагнетитовые месторождения (геология, генезис, перспективы промышленного использования). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 174 с.
 49. *Шагалов В.С., Холоднов В.В.* Многостадийное скарнообразование на Прасковье-Евгеньевской копи (Шимские горы, Южный Урал) // Петрогенезис и рудообразование (XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125–126.
 50. *Шагалов Е.С., Холоднов В.В.* Геохимия титаномагнетита в породах и рудах Медведевского месторождения // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 328–329.
 51. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир. 2006. 368 с.
 52. *Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С.* Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений // Вопросы геологии Урала. Вып. 1. Свердловск: УФАИ СССР, 1959. С. 13–40.
 53. *Ярошевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия. 1970. № 5. С. 562–574.

54. *Buddington A.F., Lindsley D.H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // *J. Petrol.* 1964. V. 5. № 2. P. 310–357.
55. *Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.* Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the east European craton, Southern Urals, Russia // *Геологический сборник. № 5. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 119–161.*
56. *Hammarstrom J.M., Zen E.* Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // *Am. Min.* 1986. V. 71. P. 1297–1313.
57. Layered intrusions // *Developments in petrology-15* / Ed. R.G. Cawthorn. Elsevier: Amsterdam. 1996. 531 p.
58. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps Ch.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names // *Canad. Mineral.* 1997. V. 35. P. 219–246.
59. *Schmidt M. W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. mineral. petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
60. *Shagalov Ev.S., Holodnov V.V.* Geochemistry of titanomagnetite in rocks and ores of Medvedevskoe deposit, Southern Urals // **20-th General Meeting of the International Mineralogical Association.** Budapest, Hungary. *Acta mineralogica-petrographica. Abstract series.* V. 6. 2010. P. 531.

Рецензенты: В.Н. Огородников, В.А. Елохин

Structure, age and genesis of magnetite-ilmenite ores of the Middle Riphean stratified Medvedevskii massif (Kusinsko-Kopanskii complex of Southern Ural)

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

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

U-Pb dating of zircons from anorthosites of Medvedevskoe Ti-Fe-V deposit confirmed the lower age limit (1380–1395 Ma) of formation of the ore-bearing intrusions and deposits of Kusinsko-Kopansky gabbro-granitic complex on the western slope of Southern Ural (Bashkirian Meganticlinorium). Upper age limit of massifs and deposits formation (1353 ± 16 Ma) was dated by zircon from the granite-porphyric dike crossing the rocks and ores of Medvedevskoe deposit. EPMA revealed a targeted evolution of ore minerals (ilmenite and magnetite) and apatite which defines the genesis and conditions of formation of early ore-bearing rhythmically layered rock series in Medvedevskoe deposit and massif.

Key words: *Kusinsko-Kopanskii intrusive complex, magnetite-ilmenite deposits, composition, age, genesis rocks and ores of the Medvedevskoe deposit.*