ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья
УДК 553.9+553.21

Ti-Fe-Cr шпинелиды в дифференцированных (расслоенных) комплексах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и условия формирования

С.Г.КОВАЛЕВ ✉, **С.С.КОВАЛЕВ**
Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия

Как цитировать эту статью: Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Ti-Fe-Cr шпинелиды в дифференцированных (расслоенных) комплексах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и условия формирования // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492. DOI: 10.31897/PMI.2022.54

Аннотация. Приводятся материалы по петрогеохимии и рудной Fe-Ti-Cr минерализации пород, слагающих дифференцированные (расслоенные) тела западного склона Южного Урала. Детальный анализ авторского материала показал сходство процессов перераспределения РЗЭ, благородных металлов и химического состава Fe-Ti-Cr минерализации практически по всем параметрам в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов. Установлено, что параметры метаморфизма, который повлиял на перераспределение компонентов в Fe-Ti-Cr минералах дифференцированных комплексов, соответствуют мисаелгинский – T = <550-750 °С, P = 0,1-2,8 кбар, кусинско-копанский – T = <550-630 °С, P = 0,3-0,7 кбар и шуйдинский комплексы – T = <550-760 °С, P = 0,5-2,5 кбар. В результате моделирования процесса кристаллизации расплава показано, что кусинско-копанский комплекс представляет собой интрузивное тело, в идеализированном разрезе которого присутствует ультраосновной горизонт. Вследствие коллизионных процессов нижняя часть интрузива была оторвана от верхней. Предлагаемое строение кусинско-копанского комплекса резко увеличивает его перспективы на такие виды минерального сырья, как платиноиды + сульфидное медно-никелевое оруденение и/или хромиты.

Ключевые слова: Южный Урал; дифференцированные (расслоенные) комплексы; Fe-Ti-Cr минерализация; редкоземельные элементы; благородные металлы

Благодарность. Работа выполнена в рамках Государственного задания (тема № FMRS-2022-0012).

Поступила: 21.03.2022 ***Принята: 15.06.2022*** ***Онлайн: 26.07.2022*** ***Опубликована: 26.07.2022***

Введение. Для семейства шпинелидов характерна кубическая сингония и широко проявленный изоморфизм в рядах $MgAl_2O_4$–$FeAl_2O_4$, $MgAl_2O_4$–$MgCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$–$FeCr_2O_4$. Практически все члены этих рядов – рудные минералы, промышленно значимые скопления которых являются месторождениями железных, железотитановых и хромитовых руд. В данной работе рассматриваются вопросы формирования титаномагнетитовой минерализации в дифференцированных интрузиях, расположенных на западном склоне Южного Урала.

В настоящее время месторождения титаномагнетитовых руд разрабатываются практически на всех континентах. Они известны в Китае, ЮАР, Танзании, Норвегии, Швеции, США и других странах. Большая часть объектов локализована в дифференцированных сиенит-габбровых, габбро-анортозитовых, долерит-пикритовых комплексах. В России месторождения титаномагнетитовых руд выявлены в Сибири, на Дальнем Востоке, в Карелии и на Кольском полуострове. Уральский регион является классической территорией распространения месторождений титаномагнетитовых руд, в пределах которого известны объекты, приуроченные к дунит-пироксенит-габбровой формации – Качканарское, Первоуральское, Висимское, Суроямское, Велиховское, Тебинбулакское, Гусевогорское [1], расслоенным интрузиям основного-ультраосновного составов – кусинско-копанская группа месторождений (Кусинское, Копанское, Медведевское, Маткальское,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Чернореченское) [2, 3], а также многочисленные рудопроявления, перспективы которых не ясны ввиду их слабой изученности (Юбрышкинское и др.) [4].

По мнению бóльшей части исследователей, титаномагнетитовое оруденение в дифференцированных комплексах имеет магматическое происхождение и его формирование обусловлено процессами становления интрузивных массивов [5]. В то же время механизмы рудообразующих процессов являются предметом острых дискуссий. В частности, активно разрабатываются модели гравитационной аккумуляции магнетита (титаномагнетита) и ильменита [6, 7], ликвации рудного расплава [8-12], а также обсуждаются «комбинационные» модели, в которых формирование Fe-Ti оруденения обусловлено особым механизмом кристаллизации силикатных минералов [13].

Целью настоящей работы является характеристика Ti-Fe-Cr минерализации в разнообразных дифференцированных (расслоенных) комплексах, расположенных на западном склоне Южного Урала, воссоздание условий ее формирования и построение модели геологического строения кусинско-копанского комплекса.

Методология. Составы минералов, используемые в статье, были изучены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 эВ) и детекторами вторичных (SE) и отраженных (COOMPO) электронов в Институте минералогии УрО РАН (Миасс, аналитик В.А.Котляров). При проведении количественного анализа в точке применялось ускоряющее напряжение 20-30 кВ при токах зонда от 4 до 6 нА. При анализе состава минералов использовались стандарты чистых металлов или синтетических (природных) минералов.

Составы минералов кусинско-копанского комплекса изучались на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 4 нА, время накопления спектра в точке 60 сек в режиме «Point&ID», диаметр пучка составлял ~3 мкм. При анализе использовался встроенный комплект эталонов Oxford Instruments Standards, представленный природными и синтетическими соединениями.

Определение концентраций петрогенных оксидов выполнено методом РФА в ИГ УФИЦ РАН (Уфа) на спектрометре VRA-30 («Карл Цейсс», Германия. Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0,1 % (здесь и далее элементы в мас.%), TiO_2, Fe_2O_3, MnO, CaO, K_2O, P_2O_5 и $S_{общ}$ – 0,01 %, MgO – 0,2 %.

Концентрации РЗЭ определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Количественное определение содержания благородных металлов (Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) проведено также в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Обсуждение. *Шуйдинский комплекс* расположен в центральной части Башкирского мегантиклинория среди нижнерифейских отложений (рис.1). Он объединяет асимметрично и симметрично дифференцированные тела переменной (15-30 м) мощности. Асимметрично построенный силл мощностью около 30 м был изучен в естественном обнажении [4]. Сложен он оливиновыми клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами, двупироксеновыми габбродолеритами и характеризуется наличием двух горизонтов: верхнего (основного) и нижнего (ультраосновного).

Породы ультраосновного горизонта представлены оливиновыми клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами с порфировидной структурой, состоящими из субидиоморфных кристаллов оливина, удлиненно-призматических выделений ортопироксена, сростков и отдельных кристаллов клинопироксена с различной степенью идиоморфизма, а также амфибола, плагиоклаза, магнетита, хромшпинелидов, ильменита, сульфидов и апатита.

Нижняя часть верхнего горизонта сложена вебстеритами, которые вверх по разрезу, через промежуточные разности, изменяются до двупироксеновых габбродолеритов и их лейкократовых разновидностей.

Мисаелгинский комплекс выявлен в южной части тараташского метаморфического комплекса [2, 14, 15]. В его сложении участвуют порфировидные оливиновые долериты (в эндоконтактовых зонах), среднезернистые оливиновые пироксениты, габбродолериты и феррогаббродолериты. В интрузиве выделяются (снизу вверх): нижняя эндоконтактовая зона (около 2 м), ультраосновной горизонт (110-112 м) и габбровый горизонт (100-110 м).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

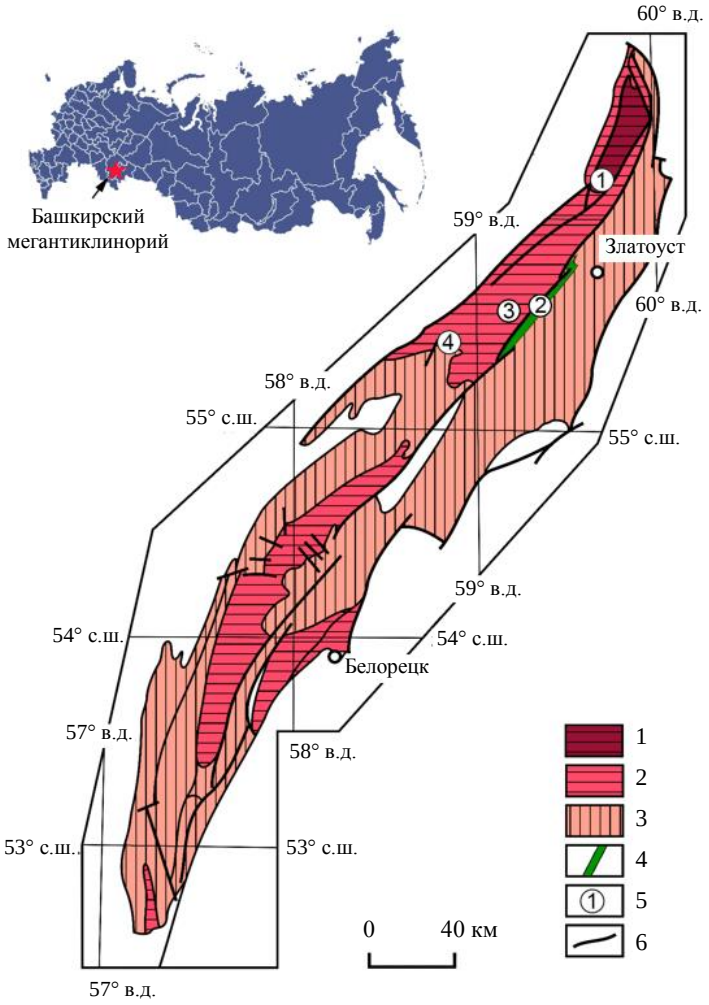


Рис.1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория и распространение дифференцированных комплексов

1 – AR–PR отложения нерасчлененные; 2 – RF_1 отложения; 3 – RF_2 отложения; 4 – среднерифейские вулкано-интрузивные образования; 5 – тела дифференцированных комплексов (1 – мисаелгинский и 2 – кусинско-копанский комплексы; 3 – породы скв.7; 4 – шуйдинский комплекс); 6 – тектонические границы

Нижняя эндоконтактовая зона сложена среднезернистыми порфировидными оливиновыми долеритами, минеральный состав которых включает: оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды, апатит и титанит.

Ультраосновной горизонт представлен среднезернистыми оливиновыми пироксенитами и вебстеритами, минеральный состав которых изменяется в зависимости от местоположения в разрезе. Породы состоят из оливина, ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза, биотита, магнетита, ильменита (пикроильменита), хромшпинелида (хроммагнетита) и сульфидов.

Габбровый горизонт сложен типичными габбро, феррогаббродолеритами, их более лейкократовыми разновидностями до жильных плагиогранитов. Минеральный состав включает клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит, титаномагнетит и сульфиды. В прикровельной части интрузива фиксируются прожилки плагиогранитного состава, которые являются наиболее кислыми дериватами магмы, сформировавшей интрузив.

Дифференцированное тело скв.7. Скважина расположена западнее (~1 км) восточного контакта Копанского массива кусинско-копанского комплекса. Разрез дифференцированного тела, вскрытый скважиной, имеет следующее строение [16]: 0-38,3 м – известняки (в экзоконтактовой зоне интенсивно офикальцитизированные); 38,3-101,7 м – дифференцированное тело, в котором выделяются следующие горизонты (сверху вниз по разрезу): эндоконтактовая зона, представленная мелкозернистыми оливинсодержащими пироксенитами; ниже располагается горизонт такситовых габбро, который постепенно сменяется оливиновым габбро с 10-20 % оливина. Минеральный состав пород включает: оливин, ортопироксен (редко), клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, биотит, магнетит (хромшпинелид), титаномагнетит, сульфиды, апатит, титанит.

Кусинско-копанский комплекс является одной из наиболее известных ассоциаций дифференцированных (расслоенных) интрузивных пород Южного Урала. Комплекс состоит из нескольких отдельных массивов (Кусинско-Чернореченский, Медведевский, Копанский и Маткальский), вытянутых в субмеридиональном направлении на расстояние около 70 км при общей площади около 50 км^2 [2]. Для внутреннего строения отдельных массивов характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием прослоев габброидов переменной мощности, различного состава, структуры и текстуры. Кроме того, полосчатость подчеркивается наличием согласных пластов вкрапленных и сплошных титаномагнетит-ильменитовых руд. Сложены массивы разнообразными по составу и структуре габброидами. Пироксениты, горнблендиты и анортозиты имеют

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

подчиненное значение. Породы, слагающие полосчатую серию, состоят из плагиоклаза (лабрадор), клинопироксена (авгит) переменного состава, редко встречаются магнезиальный гиперстен и оливин (хризолит), в небольших количествах присутствуют амфибол, биотит и сульфиды. Пироксениты установлены в разрезах Маткальского и Медведевского массивов. Клинопироксен в них полностью замещен амфиболом или ассоциацией магнезиального амфибола – хлорита. Кислые дериваты представлены породами диорит-гранитного состава, которые расположены в юго-восточной части Копанского, Медведевского и Маткальского массивов в виде полосы шириной до 400-700 м. Их внутреннее строение представляет собой переслаивание диоритов, гранодиоритов и гранитов. Отнесение гранитов Рябиновского массива к расслоенной серии проблематично. Детальные аргументы приведены в [2].

Петрогеохимическая характеристика пород подчеркивает особенности их геологического строения. Как видно из классификационной диаграммы SiO_2 – Na_2O + K_2O (рис.2, *а*), максмальное количество разнообразных продуктов дифференциации характерно для пород кусинско-копанского и мисаелгинского комплексов. Причем в разновидностях среднего и кислого составов фиксируется некоторая недосыщенность кремнеземом, но в целом для пород обоих комплексов дифференциация имеет направление пироксенит → лейкократовый гранит. Тренд изменения основности пород в процессе дифференциации, характеризующий шуйдинский комплекс, является классическим – увеличение количества кремнезема в поздних дифференциатах, а дифференциация направлена от пироксенитов к диоритам без промежуточных разновидностей. Еще контрастнее различия в петрохимических характеристиках комплексов выявляются на диаграмме AFM (рис.2, *б*), где породы кусинско-копанского, мисаелгинского комплексов и тела скв.7 характеризуются толеитовым (феннеровским) трендом, в то время как для пород шуйдинского комплекса характерно известково-щелочное (боуэновское) направление дифференциации.

Распределение РЗЭ характеризуется определенным своеобразием. В породах мисаелгинского комплекса степень фракционирования РЗЭ (среднее для габброидов – La_n/Lu_n – 10,7, Ce_n/Yb_n – 9,1; среднее для пироксенитов – 8,2, 7,3 соответственно), а также фракционирование легкой (La_n/Sm_n для габброидов – 2,2, пироксенитов – 2,0) и тяжелой (Gd_n/Yb_n для габброидов – 3,28, для пироксенитов – 3,06) групп свидетельствует об их «инертном» поведении при внутрикамерной дифференциации расплава, что хорошо видно на рис.2, *в, г*. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав резко обогащается всей группой РЗЭ.

В породах кусинско-копанского комплекса нормализованное распределение РЗЭ и степень их фракционирования близки к описанным выше (рис.2, *в, г*). Так показатели фракционирования для оливиновых габброноритов – La_n/Lu_n – 4,59, Ce_n/Yb_n – 4,06; габброноритов La_n/Lu_n – 5,2, Ce_n/Yb_n – 4,79 и гранодиоритов – La_n/Lu_n – 4,58, Ce_n/Yb_n – 5,1 близки между собой и только в анортозитах они поднимаются до: La_n/Lu_n – 14,15, Ce_n/Yb_n –10,63. При этом фракционирование легкой (La_n/Sm_n для оливиновых габброноритов – 1,93, габброноритов – 1,52, гранодиоритов – 2,25 и анортозитов – 3,04) и тяжелой (Gd_n/Yb_n для оливиновых габброноритов – 1,83, габброноритов – 2,36, гранодиоритов – 1,28 и анортозитов – 2,83) групп также оказываются близки между собой, что свидетельствует о когерентном поведении РЗЭ в процессе магматической дифференциации.

Для пироксенитов скв.7, различающихся между собой присутствием/отсутствием оливина, нормализованное распределение РЗЭ близко к таковым, характеризующим породы мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов (рис.2, *в, г*), а показатели дифференцированности практически не различаются между собой (пироксениты La_n/Lu_n – 9,14, Ce_n/Yb_n – 7,15; оливиновые пироксениты – La_n/Lu_n – 9,92, Ce_n/Yb_n – 7,57; La_n/Sm_n 2,4-2,33; Gd_n/Yb_n 2,54-2,8 соответственно).

Нормализованное распределение РЗЭ в породах шуйдинского комплекса резко отлично от пород, охарактеризованных выше (рис.2, *в, г*). Если распределение РЗЭ и показатели их дифференцированности в габброидах (La_n/Lu_n – 7,94; Ce_n/Yb_n – 6,2; La_n/Sm_n – 2,99; Gd_n/Yb_n – 1,77) близки к аналогам из других комплексов, то породы ультраосновного горизонта резко отличаются как по количественным характеристикам (см. рис.2, *г*), так и показателям дифференцированности РЗЭ (La_n/Lu_n – 1,91; Ce_n/Yb_n – 1,75; La_n/Sm_n – 1,46; Gd_n/Yb_n – 1,13).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

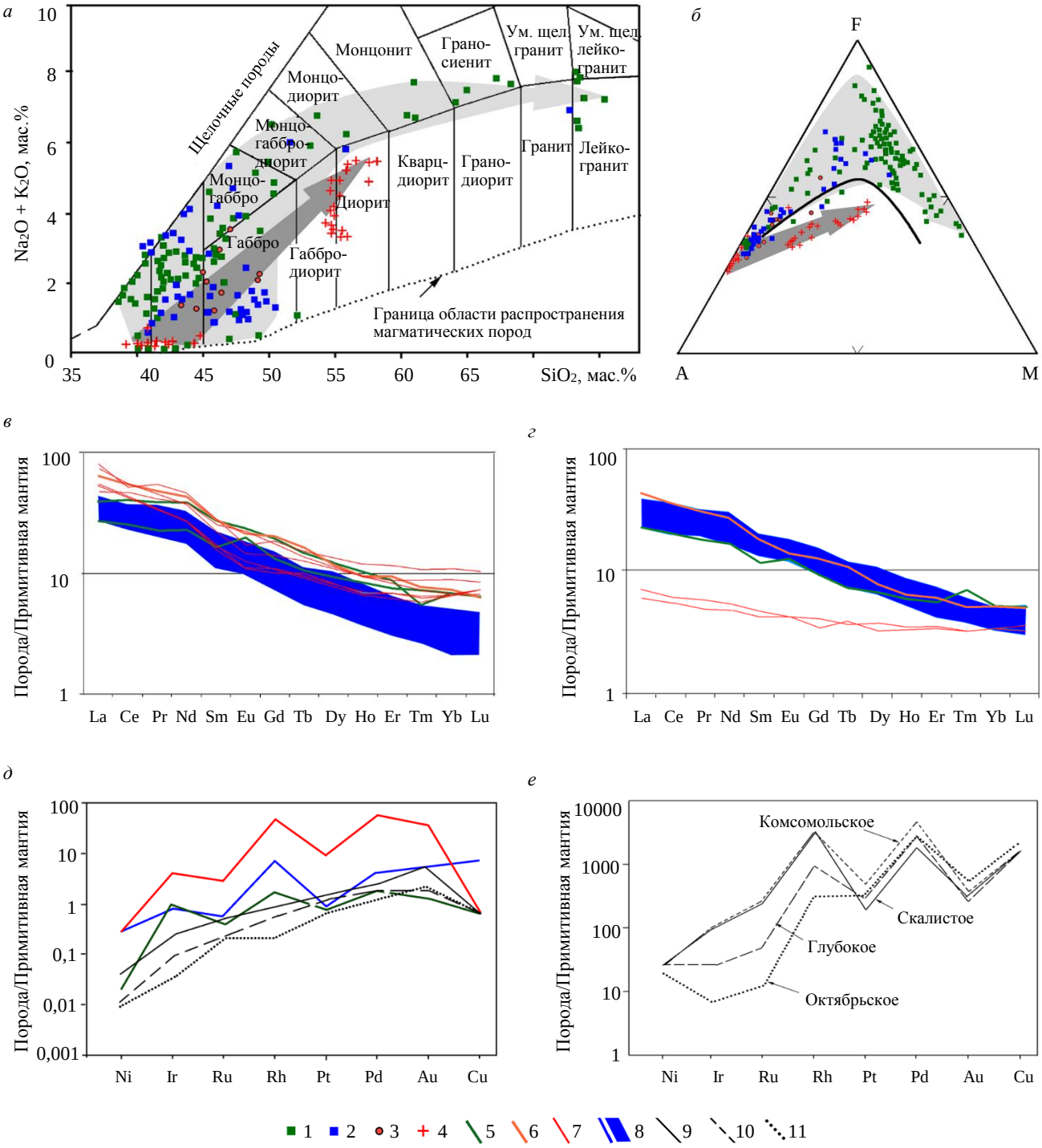


Рис.2. Петрогеохимические диаграммы для пород дифференцированных (расслоенных) комплексов западного склона Южного Урала

Диаграммы: *а* по [17]; *б* по [18]; *в* – для основных разновидностей пород; *г* – ультраосновных; *д*, *е* – по [19]. 1 и 2 – кусинско-копанский и мисаелгинский комплексы; 3 – скв.7; 4 – шуйдинский комплекс. Темно-серая стрелка – направление дифференциации в породах шуйдинского комплекса, светло-серая – в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов; 5 – кусинско-копанский комплекс; 6 – породы скв.7; 7 – шуйдинский комплекс; 8 – мисаелгинский комплекс; 9 – средний состав пикрита по [20]; 10 и 11 – по [19]: норильские рудоносные породы (10), континентальный толеит (11); примитивная мантия по [21]

Таким образом, нормализованное распределение РЗЭ в породах и показатели их дифференцированности подчеркивают сходство процессов поведения РЗЭ в породах мисаелгинского, кусинско-копанского и скв.7, с одной стороны, и аналогов по основности, слагающих шуйдинский комплекс, с другой.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Определенный интерес представляет анализ содержаний и распределения благородных металлов. Особенности благороднометалльной геохимической специализации пород выявляются при сравнении их между собой и с нормализованными содержаниями элементов в средних составах пикритов, норильских рудоносных пород и континентальных толеитов. Как видно из диаграммы (рис.2, *д*), конфигурация трендов, характеризующих породы дифференцированных комплексов западного склона Южного Урала, очень похожа, отличаясь лишь количественно. Для них характерны «пиковые» значения Ir, Rh и Pd. Отличия заключаются в большем количестве Cu в мисаелгинском комплексе и резко пониженном количестве Ni в породах кусинско-копанского комплекса. В последнем случае минимальное значение обусловлено тем, что мы имеем дело только с верхней частью интрузии, а ультраосновная часть, существование которой предполагалось ранее [2], остается недоступной для изучения.

Индикаторные отношения благородных металлов, с одной стороны, подвержены значительным колебаниям, с другой – подчеркивают сходство и различия пород комплексов. Так, среднее Pt_n/Pd_n составляет в породах мисаелгинского комплекса – 0,42, Pd_n/Ir_n – 7,61, $\sum ЭПГ_n/Au_n$ – 1,72; кусинско-копанского комплекса – 0,52, 2,73, 1,63 соответственно; шуйдинского комплекса – 0,23, 13,89, 4,32 соответственно. Как видно из приведенных значений, наибольшее сходство характерно для пород мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов.

Из диаграммы (рис.2, *д*) очевидно, что конфигурация графиков, характеризующих породы дифференцированных комплексов, резко отличается от графиков «эталонных» пород. Для объяснения этой ситуации приводится диаграмма нормализованного распределения Ni, Cu и благородных металлов в сульфидах из обогащенных железом горизонтов норильских месторождений (рис.2, *е*). Сравнительный анализ диаграмм позволяет с большой долей уверенности говорить о том, что в породах описываемых комплексов благородные металлы сосредоточены в сульфидах, а вопрос о форме их нахождения на данном этапе исследований остается открытым.

Рудная минерализация кусинско-копанского комплекса изучена в пределах Копанского и Маткальского массивов как в естественных обнажениях (образцы К-20, К-343, К-348), так и по керну скважин (образцы К-177, К-204). Выражена она прожилково-вкрапленным типом с переменной мощностью отдельных прожилков и рудных зон. Массивные разновидности руд фиксируются в центральных частях прожилков (рис.3, *а*), а сами прожилки имеют постепенные контакты с рудовмещающими породами. Как правило, матрица представлена биотит-хлорит-амфиболовым агрегатом с переменным количеством входящих в ее состав минералов. Руды имеют ильменит-титаномагнетитовый состав.

Все минералы микронеоднородны и представляют собой продукты многостадийного распада Fe-Ti-O системы. В пределах кристаллов титаномагнетита распространены тонкие лейсты, ламели и тканевые срастания титаномагнетита, магнетита, ульвешпинели и герцинита, образующие сложный внутренний узор многостадийного распада твердого раствора. Часто на границе зерен ильменита и титаномагнетита фиксируются удлиненно-цепочечные выделения герцинита, а в кристаллах наблюдаются сложноветвящиеся микропрожилки магнетита (рис.3, *в*). Химический состав титаномагнетита приведен в табл.1.

Ильменит сложен ксеноморфными зернами и разнообразными по форме сростками с кристаллами титаномагнетита различной размерности (рис.3, *б*). В большинстве случаев зерна ильменита однородны, но в некоторых присутствуют параллельно расположенные микроламели магнетита. Химический состав ильменитов в пределах одного рудного объекта стабилен. В то же время различия в химическом составе ильменитов из разных объектов существенны. В частности, MgO установлен только в ильменитах Копанского массива, а для ильменитов Маткальского массива характерно повышенное количество MnO (табл.2).

Титаномагнетит в массивных рудах и центральных частях прожилков представлен сросшимися ксеноморфными выделениями различной размерности (рис.3, *а, б*). Форма отдельных кристаллов во вкрапленных разновидностях варьируется от ксеноморфной до идиоморфной кубооктаэдрической.

Ti-Fe-Cr минерализация мисаелгинского комплекса установлена во всех разновидностях пород. Максимальное количество Ti-Fe минералов фиксируется в верхней части габбрового горизонта, где

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

наблюдаются породы с элементами сидеронитовых структур. Морфогенетические типы оксидов железа и титана разнообразны и представлены химически однородными каплевидными выделениями хроммагнетита и ильменита. Кроме того, фиксируются слабоограненные, призматические и ксеноморфные выделения ильменита и кристаллы магнетита октаэдрической формы (рис.3, *г-е*). Часто присутствуют разнообразные ильменит-магнетитовые срастания и структуры распада с различным числом разноразмерных лейст сосуществующих фаз. В кристаллах титаномагнетита фиксируются тонкие лейсты и ламели ильменита (ульвешпинели) и магнетита, ориентированные по октаэдрическим направлениям. В крайней степени изменения сохраняется лишь ильменитовая решетка, которая наследует кристаллографические формы ранее существовавшего минерала.

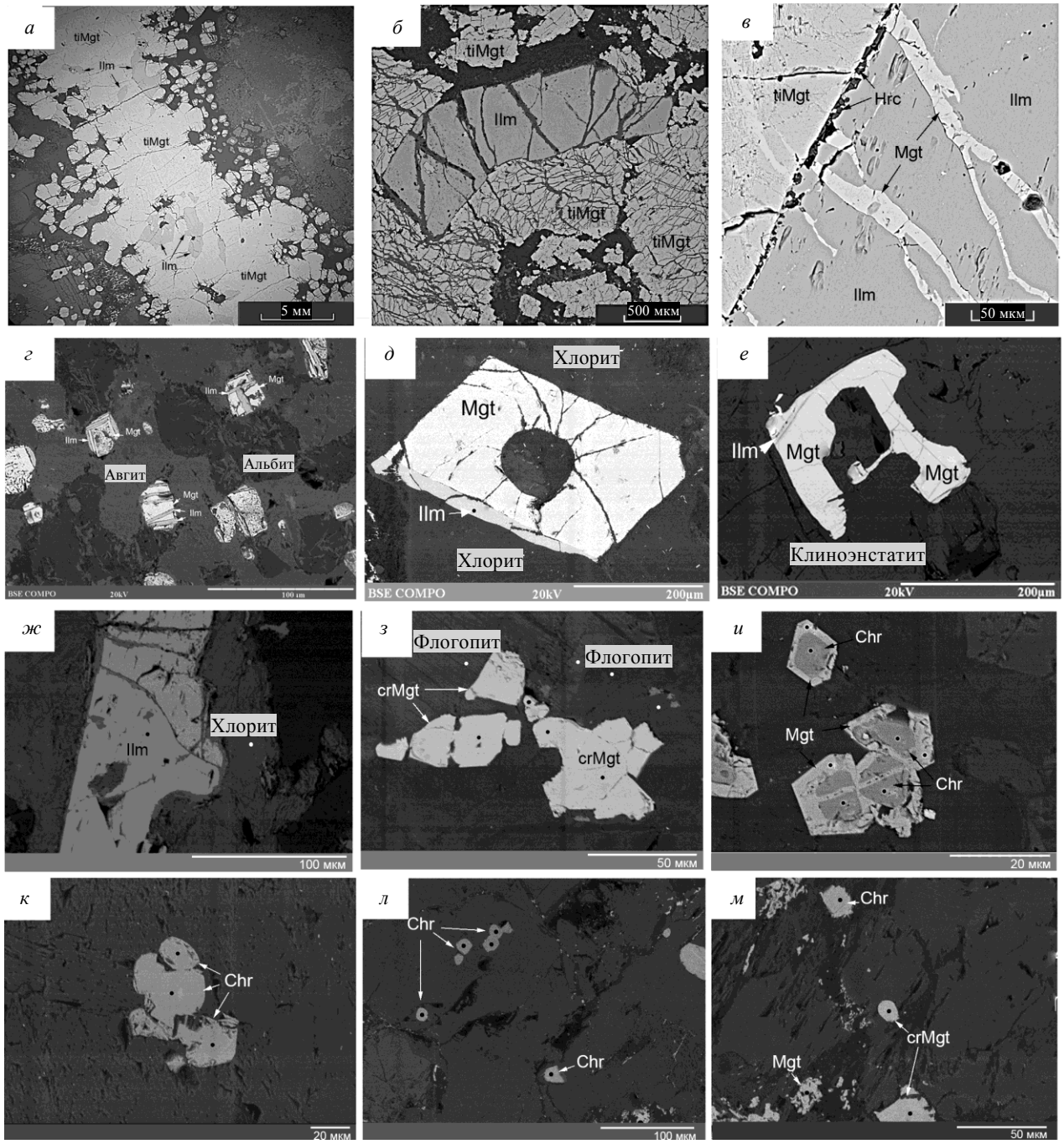


Рис.3. Микрофотографии морфогенетических выделений Ti-Fe-Cr минералов в породах дифференцированных (расслоенных) комплексов западного склона Южного Урала

Комплексы: *а-в* – кусинско-копанский, *г-е* – мисаелгинский, *ж-и* – шуйдинский; *к-м* – скв.7;
Ilm – ильменит; tiMgt – титаномагнетит; Mgt – магнетит; Hrc – герцинит; Chr – хромит; crMgt – хроммагнетит

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.54

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

Таблица 1

Репрезентативная выборка химического состава титаномагнетита и магнетита из пород кусинско-копанского комплекса, мас.%

Номер образца	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	V_2O_5	Cr_2O_3	Сумма
К20_2	15,19	3,8	77,59	0,32	1,03	1,09	0,58	99,59
К20_3	14,03	4,9	74,21	0,31	1,34	1,02	0,6	96,41
К20_4	13,82	2,69	80,97	–	0,95	1,13	0,9	100,45
К177_8	13,71	–	85,69	0,31	–	1,33	–	101,03
К177_19	19,24	0,23	79,46	0,48	–	1,12	–	100,53
К177_23	14,62	–	81,64		–	1,09	–	97,35
К177_24	13,44	–	82,88	0,39	–	1,1	–	97,81
К204_6	7,73	1,26	86,67	–	–	1,14	0,51	97,31
К204_12	7,01	2,09	89,46	–	–	1,42	–	99,98
К204_42	8,55	–	85,73	0,2	–	1,18	–	95,66
К204_43	10,97	–	83,29	–	0,22	1,17	–	95,65
К204_44	8,96	–	86,41	–	0,21	1,17	–	96,75
К343_32	0,95	–	96,25	–	–	1,22	–	98,42
К343_33	11,06	–	87,13	0,45	–	1,15	–	99,79
К343_34	0,35	–	95,05	–	–	1,25	–	96,65
К343_35	3,92	–	92,35	–	–	1,26	–	97,53
К343_52	12,02	–	82,53	0,49	–	0,88	–	95,93
К343_68	11,54	–	81,76	0,5	–	1,07	–	94,87
К343_69	18,57	0,18	76,29	0,73	–	0,91	–	96,68
К348_14	17,53	–	77,05	0,62	–	0,98	–	96,47

Примечание. Здесь и далее прочерк – содержание элемента ниже точности метода определения.

Таблица 2

Репрезентативная выборка химического состава ильменита из пород кусинско-копанского комплекса, мас.%

Номер образца	TiO_2	FeO	MnO	MgO	Сумма
К204_1	51,66	47,44	1,25	–	100,35
К204_7	51,24	48,05	1,46	–	100,75
К20_6	50,1	47,96	1,0	1,2	100,26
К20_7	49,89	47,41	0,92	1,15	99,37
К20_8	51,05	47,94	0,85	1,11	100,95
К20_9	52,81	45,21	1,06	1,3	100,38
К20_13	52,08	44,21	0,83	1,19	98,31
К20_14	54,84	43,34	0,99	1,49	100,66
К20_19	55,21	42,5	1,1	1,17	99,98
К20_20	55,15	42,89	0,96	1,19	100,19
К20_27	51,13	45,15	1,05	1,23	98,56
К20_33	55,55	43,44	1,15	1,39	101,53
К20_34	55,09	43,89	1,11	1,36	101,45
К20_35	56,13	43,25	1,02	1,32	101,72
К20_47	55,29	43,62	1,1	1,45	101,46
К20_48	55,75	43,6	1,1	1,31	101,76
К177_1	52,27	46,58	1,17	–	100,02
К177_4	56,38	42,83	1,35	–	100,56
К177_5	56,56	42,21	1,25	–	100,02
К177_7	49,21	45,11	1,25	0,92	98,51
К343_30	51,54	45,41	2,05	–	99,0
К343_31	51,9	45,84	2,15	–	99,89
К343_38	51,74	46,98	2,14	–	100,86
К343_47	50,79	46,11	1,76	–	98,66
К343_48	52,48	47,53	1,95	–	101,96
К343_49	52,28	45,53	1,89	–	100,33
К343_54	49,55	48,79	1,97	–	100,32
К343_55	52,89	46,76	2,07	–	101,73
К343_56	53,74	45,41	2,09	–	101,24
К343_57	53,36	45,94	2,09	–	101,39

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492 DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

В химическом составе магнетита установлены (мас.%): титан (от 0,13 до 14,27), алюминий (от 0,51 до 21,36), хром (от 0,48 до 24,07), магний (от 0,11 до 6,41), марганец (от 0,05 до 1,0), ванадий (от 0,23 до 1,16), а также цинк (от 0,8 до 5,78), никель (от 0,13 до 0,73), кремний (от 0,52 до 2,75) и кальций (0,51). В ильменитах содержания примесных компонентов варьируются в следующих пределах (мас.%): хром (от 0,13 до 1,27), магний (от 0,27 до 5,5), марганец (от 0,14 до 3,51), ванадий (от 0,14 до 0,37), а также алюминий (3,0) и никель (1,4) [14].

При детальном изучении минерализации установлено вполне закономерное распределение микропримесей в зависимости от местоположения минерала в разрезе интрузивного тела, что является результатом дифференциации расплава в промежуточной камере. В частности, хром и магний в составе магнетита и ильменита присутствуют только в минералах ультраосновного горизонта, где в результате гетеровалентного изоморфизма формируются переходные разности магнетит → хроммагнетит и ильменит → пикроильменит. Распределение ванадия в магнетите относительно стабильно, а максимальное количество марганца установлено в ильменитах ультраосновного горизонта, где он, вероятнее всего, изоморфно замещает позиции MgO и Cr_2O_3.

Ti-Fe-Cr минерализация шуйдинского комплекса также распространена по всему разрезу интрузивного тела. В габбровом горизонте минерализация представлена магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом как по отдельности, так и образующими разнообразные срастания (рис.3, *ж*). Ввиду значительной степени метаморфизма пород комплекса, магнетит часто встречается как продукт замещения сульфидов. В таком случае в его составе фиксируются CuO, CoO, NiO и S. Состав титаномагнетита и ильменита из габброидов довольно стабилен (табл.3).

В ультраосновном горизонте Ti-Fe-Cr минерализация более разнообразна. Здесь установлены магнетит, хроммагнетит, хромит и ильменит. Магнетит встречается в виде отдельных кристаллов октаэдрической формы и в срастании с хромшпинелидами, но чаще образует метаморфогенные оболочки вокруг последних (рис.3, *и*). Хроммагнетит установлен в верхних частях ультраосновного горизонта в виде кристаллов октаэдрической и кубической форм, часто образующих мономинеральные срастания (рис.3, *з*). Хромшпинелиды распространены по всему ультраосновному горизонту в виде отдельных кристаллов октаэдрической и усеченно-октаэдрической форм. Часто кристаллы образуют разнообразные срастания и окружены магнетитовой и хроммагнетитовой оторочками. Их химический состав приведен в табл.4.

Таблица 3

Репрезентативная выборка химического состава Ti-Fe-Cr минералов из пород шуйдинского комплекса, мас.%

№ п/п	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	V_2O_5	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	15799	–	48,27	–	–	–	46,19	4,68	–	99,14
2	15799	–	48,48	–	–	–	45,99	4,6	–	99,07
3	15799	–	48,4	–	–	–	45,99	4,73	–	99,12
4	15799	–	48,51	–	–	–	45,84	4,76	–	99,11
5	15799	–	49,97	–	–	–	43,38	5,8	–	99,15
6	15799	–	49,13	–	–	–	43,57	6,3	–	99,0
7	15799	–	48,51	–	–	–	45,84	4,76	–	99,11
8	15808	–	48,81	–	–	–	48,14	2,22	–	99,17
9	15808	–	48,66	–	–	–	48,02	2,5	–	99,18
10	15808	–	48,75	–	–	–	47,75	2,53	–	99,59
11	15811	–	50,63	–	–	–	45,3	3,66	–	99,03
12	15812	–	50,1	–	–	–	45,5	3,56	–	99,16
13	к-278	–	0,91	21,92	–	35,18	30,33	–	10,73	99,07
14	к-278	–	0,87	23,18	–	34,43	29,57	–	11,11	99,16
15	к-278	–	1,56	20,51	–	32,37	33,88	–	10,69	99,01
16	к-353	1,27	0,76	11,33	0,43	33,64	43,28	0,23	5,96	96,9
17	к-353	–	0,62	12,87	0,48	37,72	41,11	0,17	6,39	99,36
18	к-353	0,69	0,56	13,43	0,4	37,71	40,17	0,05	6,27	99,28
19	к-353	0,75	0,56	13,5	0,47	37,27	39,84	0,13	6,73	99,25
20	к-353	0,64	0,59	13,63	0,45	37,54	39,87	0,17	6,4	99,29

Примечание. 1-12 – габброиды; 13-20 – ультраосновной горизонт.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.54

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

Таблица 4

Химический состав Ti-Fe-Cr минералов из пород скв.7, мас.%

№ п/п	Номер образца	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	V_2O_5	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма
1	27120b	0,44	–	6,29	0,6	85,62	–	–	–	92,96
2	27120c	0,52	1,22	8,64	0,66	82,77	–	0,14	–	93,96
3	7_49	2,47	1,53	10,85	1,08	75,99	0,42	0,37	0,45	93,15
4	7_49	6,85	2,67	36,96	0,32	47,68	0,48	1,37	0,80	97,14
5	7_49	5,05	3,37	22,74	0,66	61,62	0,73	0,83	0,83	95,82
6	7_49	8,39	1,26	41,62	0,35	43,75	0,00	2,07	0,47	97,92
7	7_49	7,89	5,05	26,45	0,73	54,59	0,83	1,45	0,64	97,62
8	7_49	7,09	2,32	32,42	0,65	52,62	0,59	1,36	0,73	97,79
9	7_49	7,34	2,40	30,45	–	52,74	0,64	1,13	1,09	95,80
10	7_38.5	–	30,27	21,77	1,62	32,77	0,00	12,94	–	99,36
11	7_38.5	–	24,38	23,76	1,97	36,36	0,45	11,24	–	98,15
12	7_38.5	–	23,85	27,97	1,58	33,44	0,00	11,51	–	98,36
13	7_38.5	–	29,92	20,25	1,82	34,64	0,39	13,00	–	100,02
14	7_38.5	–	28,11	22,45	1,75	33,49	0,00	12,57	–	98,37
15	7_38.5	0,23	26,22	23,52	1,76	34,64	0,64	12,39	–	99,40
16	27120a	0,55	3,42	20,49	0,76	68,18	–	0,17	0,71	94,28
17	27121a	–	17,02	39,67	0,48	38,27	0,13	2,23	1,25	99,04
18	27121b	–	16,45	43,72	0,61	31,07	0,17	7,02	0,18	99,22
19	27121c	–	16,73	44,79	0,42	27,1	0,04	10,02	0,12	99,22
20	27123a	0,48	17,62	38,28	0,12	39,31	0,43	0,96	1,94	99,15
21	27123c	–	17,09	37,55	0,6	41,26	0,26	0,39	1,97	99,11
22	27123d	–	16,44	37,86	0,52	41,12	0,56	0,48	2,19	99,18
23	27123e	–	15,83	37,44	0,66	42,28	0,45	0,54	1,99	99,17
24	7_49	–	52,48	0,31	0,00	44,69	1,19	1,72	–	100,38
25	7_38.5	–	–	–	15,20	67,38	–	–	–	82,58
26	7_38.5	–	–	–	19,14	73,14	–	–	–	92,27

Примечание. 1-3 – хроммагнетит; 4-23 – хромшпинелид; 24 – герцинит; 25, 26 – неидентифицированные соединения.

Ti-Fe-Cr минерализация в породах, разбуренных скв.7, представлена магнетитом, хроммагнетитом и хромшпинелидом (рис.3, *к-м*). Магнетит встречается по всему разрезу тела, как правило, в виде ксеноморфных агрегатов и субмикронных выделений, трассирующих трещины в оливине.

Выделения хроммагнетита более обильны в верхней части тела, где они в виде кристаллов октаэдрической формы, часто с округленными ребрами, и ксеноморфных выделений располагаются либо внутри кристаллов клинопироксена, либо в интерстициальном пространстве (рис.3, *к*). Наиболее часто встречаемым минералом является хромшпинелид, который распространен по всему разрезу в виде хорошо ограненных кристаллов октаэдрической формы, округлых, реже ксеноморфных выделений. Он наблюдается в виде мелких (первые микроны) кристаллов, пойкилитово включенных в зерна оливина и клинопироксена, а также встречается в отдельных кристаллах либо гломерокристаллических агрегатов и сростков (рис.3, *к-м*). Химический состав минералов приведен в табл.4. Кроме того, в породах был установлен герцинит, а также неидентифицированные железо-ванадиевые соединения, которые, вероятнее всего, являются промежуточным членом ряда магнетит ($FeO{\cdot}Fe_2O_3$) – шубнелит ($FeVO_4$) H_2O – кульсонит (FeV_2O_4).

На классификационных диаграммах (рис.4) выявляются особенности Ti-Fe-Cr минерализации, присущие отдельным массивам, и общие тенденции, характеризующие минерализацию в процессе ее формирования. Так, на диаграмме Al – Cr – Fe^{3+}+2Ti (рис.4, *а*) изменение составов оксидов обусловлено дифференциацией расплавов. В частности, в шуйдинском комплексе изменения составов минералов определяется трендом хромшпинель-хроммагнетит; в породах скв.7 – алюмохромит–феррихромит–хроммагнетит; в мисаелгинском комплексе – хроммагнетит–магнетит и в кусинско-копанском комплексе – магнетит.

На диаграмме С.Дж.Барнеса и П.Л.Роджера [22] (рис.4, *б*) фигуративные точки Ti-Fe-Cr оксидов практически всех рассматриваемых комплексов попадают в поле расслоенных интрузий, что в целом является показателем общности процессов дифференциации несмотря на различия в условиях кристаллизации Ti-Fe-Cr минералов, присущие разным комплексам мира.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

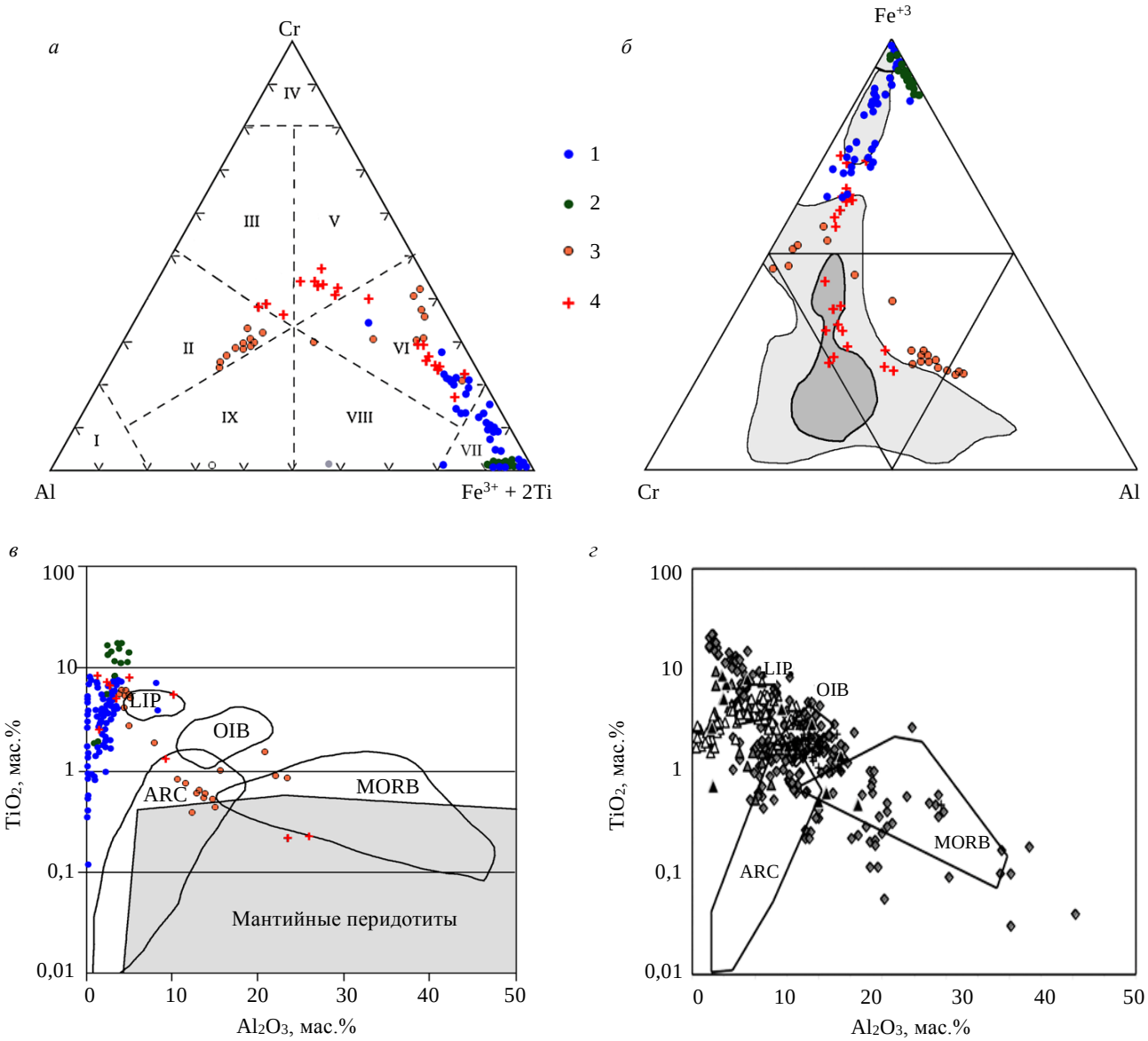


Рис.4. Классификационные диаграммы для Ti-Fe-Cr минералов из пород дифференцированных (расслоенных) комплексов западного склона Южного Урала

Диаграммы: *а* – по [23]: I – шпинель; II – хромшпинель; III – алюмохромит; IV – хромит; V – феррихромит; VI – хроммагнетит; VII – магнетит; VIII – алюмомагнетит; IX – ферришпинель; *б* – по [22] выделены поля расслоенных интрузий; *в* – по [24] выделены поля: LIP – крупные магматические провинции; OIB – базальты океанических островов; ARC – островодужные базальты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; *г* – по [25] для Ti-Fe-Cr минералов сибирских траппов, долеритов Карру и траппов Декана
1 и 2 – мисаелгинский и кусинско-копанский комплексы; 3 – породы скв.7; 4 – шуйдинский комплекс

Ранее проведенными исследованиями было установлено, что содержание TiO_2 в хромшпинелиде может быть надежным индикатором состава магм и как следствие характеризовать геотектонические обстановки их формирования [24, 26-28]. Как видно из анализа диаграммы TiO_2–Al_2O_3 (рис.4, *в*), фигуративные точки составов минералов из дифференцированных комплексов западного склона Южного Урала группируются вне пределов выделенных полей. Более того, хромшпинелиды шуйдинского комплекса и из пород, вскрытых скв.7 при бессистемном расположении точек относительно выделенных полей, образуют отчетливый тренд, иллюстрирующий обратную зависимость между содержанием титана и алюминия в их составе. То есть, существующие зависимости между TiO_2 и Al_2O_3 в составе Ti-Fe-Cr минералов описываемых комплексов многообразнее и сложнее, чем поля, выделенные на диаграмме. Необходимо отметить, что хромшпинелиды сибирских траппов, долеритов Карру и траппов Декана также не укладываются в поля, выделенные на диаграмме TiO_2–Al_2O_3 (рис.4, *г*) [25].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

DOI: 10.31897/PMI.2022.54

© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

Интересные закономерности выявляются при сравнительном анализе основных компонентов химического состава магнетитов из дифференцированных комплексов, изображенных на рис.5. В обобщенном виде они сводятся к следующему:

• для проверки корректности используемых авторских данных по кусинско-копанскому комплексу (Копанский и Маткальский массивы) на диаграммы нанесены данные В.В.Холоднова с соавторами [3] по Ti-Fe оруденению Медведевского массива. Как видно из диаграмм, точки, характеризующие распределение компонентов в магнетитах Копанского, Маткальского и Медведевского массивов, образуют единые поля на всех представленных диаграммах (рис.5);

• на диаграмме FeO–Cr_2O_3 фиксируется четко проявленная обратная зависимость между компонентами в магнетитах шуйдинского комплекса и породах скв.7. В то же время тренд, характеризующий магнетиты мисаелгинского комплекса в области с координатами ~ FeO – 85 %, Cr_2O_3 – 1 %, раздваивается таким образом, что одна ветвь располагается на общем для дифференцированных тел тренде, а вторая соответствует изменениям содержаний компонентов в магнетитах кусинско-копанского комплекса. При сохранении общих тенденций, присущих дифференцированным

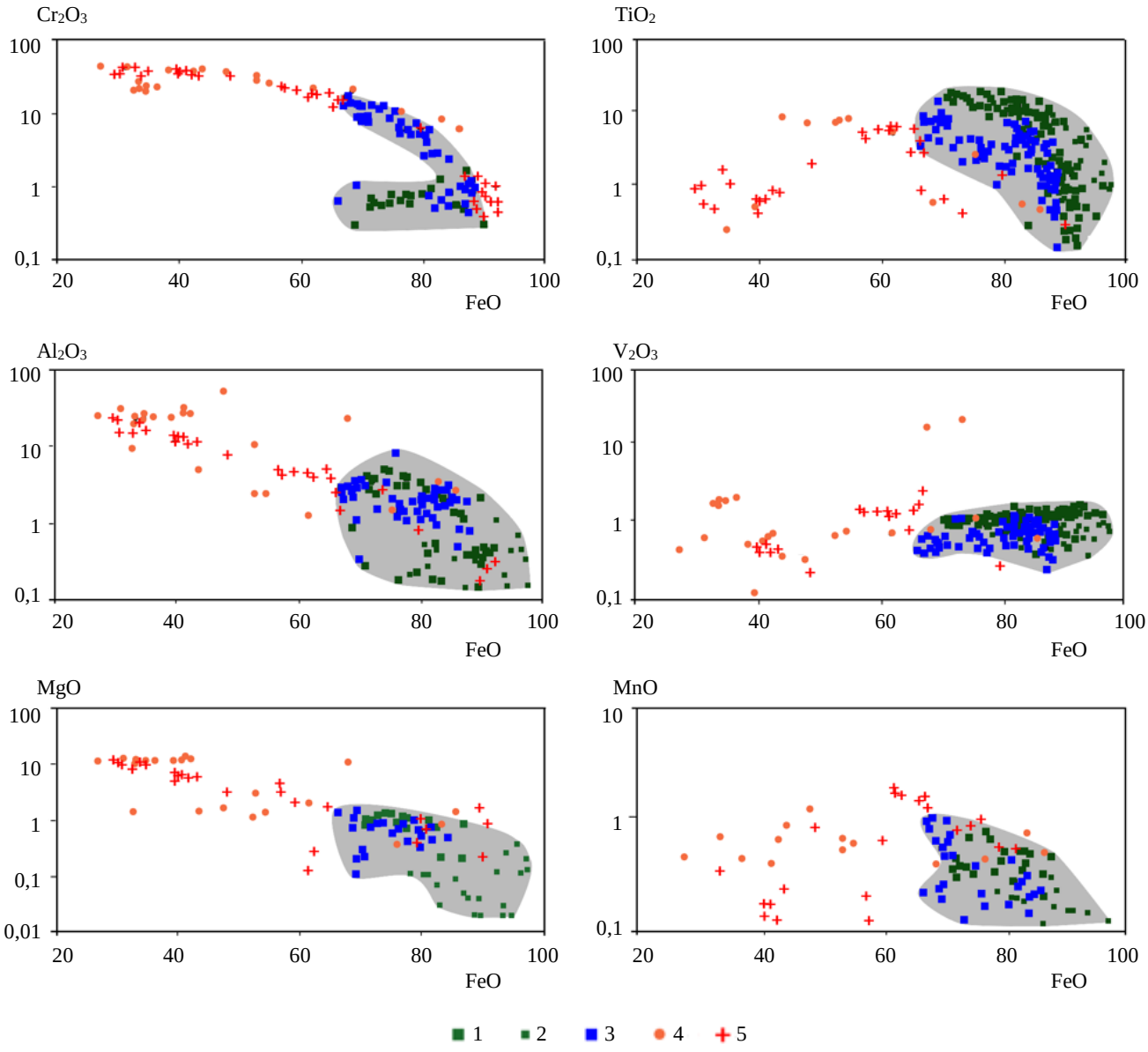


Рис.5. Вариации основных компонентов химического состава магнетитов из дифференцированных комлексов западного слона Южного Урала

1 – Копанский и Маткальский массивы кусинско-копанского комплекса; 2 – Медведевский массив кусинско-копанского комплекса по [3]; 3 – мисаелгинский комплекс; 4 – породы скв.7; 5 – шуйдинский комплекс

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

комплексам, поведение Cr_2O_3 в магнетитах габбрового горизонта мисаелгинской интрузии и рудных объектах кусинско-копанского комплексов идентично;

• на диаграммах FeO–MgO и FeO–Al_2O_3 все рассматриваемые комплексы укладываются в единый тренд, характеризующий поведение MgO и Al_2O_3 в процессе дифференциации расплава, но при этом магнетиты мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов располагаются в «железистой» и низкоглиноземистой части тренда, а точки составов магнетитов из шуйдинского комплекса и пород скв.7 – в «магнезиальной» и высокоглиноземистой;

• на диаграммах FeO–TiO_2, FeO–V_2O_3 и FeO–MnO магнетиты мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов образуют единые поля, в то время как распределение этих компонентов в магнетитах шуйдинского комплекса и породах скв.7 носит бессистемный характер.

Таким образом, анализ вариаций основных компонентов химического состава магнетитов из дифференцированных комлексов показал значительное сходство минерализации мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов практически по всем параметрам, что может служить доказательством схожести механизмов ее формирования.

Определенный объем информации об условиях образования и преобразования Fe-Ti-Cr минерализации можно получить расчетными методами, а также при анализе химического состава сопутствующих минералов. Из расположения фигуративных точек на диаграмме lg fO_2–*T*, °C (рис.6, *а*) следует, что температура кристаллизации магнетит-ильменитовых сростков из пород мисаелгинского комплекса варьируется в пределах 712-745 °C. Интервал ее колебаний для 12 срастаний составляет 648-745 °C. Температура распада твердого раствора, рассчитанная для 15 образцов, – 588-766 °C. Как видно из диаграммы lg fO_2–*T*, °C (см. рис.6, *а*), парциальное давление O_2 в процессе кристаллизации расплава снижалось при уменьшении температуры, что свидетельствует о закрытости системы по отношению к кислороду и относительно слабой окисленности расплава (точки располагаются ниже гематит-магнетитового буфера). В метаморфизованных породах шуйдинского комплекса температурный интервал достижения равновесия между сосуществующими Fe-Ti фазами располагается в пределах 645-792 °C, а фугитивность кислорода составляла от –17 до –14,7. При этом часть точек попадает в поле, ограниченное NNO–QFM буферами. То есть, в процессе формирования Fe-Ti минерализации и ее преобразования при метаморфизме парциальное давление кислорода снижалось. Фигуративные точки, рассчитанные для Fe-Ti минералов из пород кусинско-копанского комплекса, группируются в два поля (рис.6, *а*), первое из которых (*T* = 635-822 °C, lg fO_2 = –18,8-14,6) соответствует магматической стадии формирования

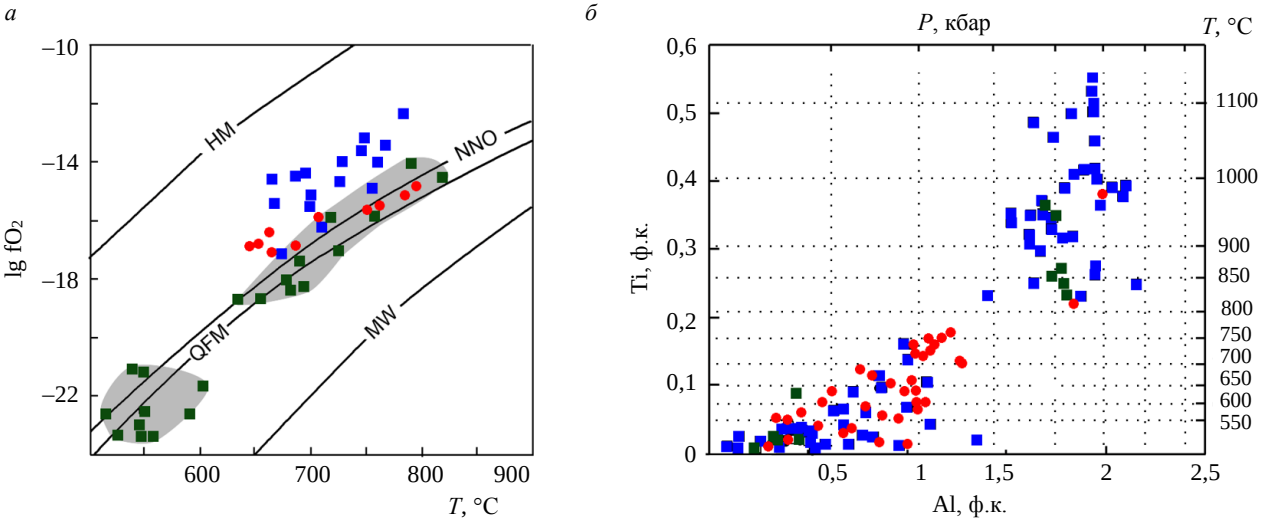


Рис.6. Диаграммы lg fO_2–*T*, °C для Fe-Ti минералов и Ti (ф.к.)–Al (ф.к.) для амфиболов из пород дифференцированных (расслоенных) комплексов западного склона Южного Урала

1 – кусинско-копанский, 2 – мисаелгинский, 3 – шуйдинский комплексы.
Буфер HM и MW по [29], QFM по [30], NNO по [31]. Серая заливка *а* – поля кусинско-копанского комплекса

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

минерализации, а второе (T = 483-606 °С, lg fO_2 от –24,2 до –21,7) – метаморфогенному переуравновешиванию системы.

Для оценки P-T параметров метаморфизма была построена диаграмма Ti (ф.к.)–Al (ф.к.) [32-34] для амфиболов из пород дифференцированных комплексов (рис.6, *б*). Примечательно, что точки, характеризующие амфиболы всех описываемых комплексов, сгруппировались в два поля с четко проявленной температурной границей – 800 °С, отделяющей первично магматический амфибол от метаморфогенного. Таким образом, параметры метаморфизма, который повлиял на перераспределение компонентов в Fe-Ti-Cr минералах дифференцированных комплексов, следующие: мисаелгинский – T = <550-750 °С, P = 0,1-2,8 кбар; кусинско-копанский – T = <550-630 °С, P = 0,3-0,7 кбар и шуйдинский комплексы – T = <550-760 °С, P = 0,5-2,5 кбар.

Проведенный выше детальный анализ петрогеохимических особенностей пород, слагающих дифференцированные тела, и характеристика Ti-Fe-Cr минерализации показали: существует сходство процессов перераспределения РЗЭ в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов; по индикаторным отношениям благородных металлов наибольшее сходство также характерно для пород мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов; вариации основных компонентов химического состава магнетитов свидетельствуют о значительном сходстве минерализации мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов практически по всем параметрам. Изложенное выше позволяет использовать интрузивное тело мисаелгинского комплекса в качестве «эталонного» объекта для выяснения условий и механизмов формирования пород кусинско-копанского комплекса и приуроченной к ним Ti-Fe-Cr минерализации.

Нами было проведено моделирование процесса кристаллизации, которое осуществлялось с использованием двух моделей: по программному продукту КОМАГМАТ, версия 5.2.2.1 [35-37] и алгоритму Х.Д.Натана и К.К.Ван-Кирка [38]. За расплав принимался рассчитанный средневзвешенный состав интрузивного тела мисаелгинского комплекса (мас.%): SiO_2 – 48,23, TiO_2 – 1,87, Al_2O_3 – 8,4, FeO – 17,11, MnO – 0,2, MgO – 14,74, CaO – 8,32, Na_2O – 1,37, K_2O – 0,62. После получения результатов моделирования были построены диаграммы кристаллизации (рис.7).

Фракционная кристаллизация расплава, рассчитанная по программному продукту КОМАГМАТ, изображена на рис.7, *а*. Как видно из диаграммы, первой выделившейся фазой при температуре 1380 °С будет Ol (77-85 % Fo), к которому при T – 1164 °С присоединяется Cpx, в результате чего 40 % объема расплава оказываются представленными биминеральной – Ol + Cpx ассоциацией. Далее в интервале температур 1139-904°С выделяется Cpx + Pl + Pg + tiMgt + Ilm ассоциация. Оставшиеся 10 % расплава представляют собой интерстициальный материал, кристаллизация которого не описывается в рамках заданной модели. Кристаллизация расплава по алгоритму Х.Д.Натана и К.К.Ван-Кирка [38] (рис.7, *б*) начинается с Ol при температуре 1304 °С, после выделения около 24 % кристаллов на ликвидусе появляется tiMgt, а при температуре 1207 °С кристаллизуется Cpx + tiMgt ассоциация с небольшим количеством Ol. В результате этого при снижении температуры до 1185 °С, около 48 % объема расплава представлено Ol + Cpx + tiMgt ассоциацией. В интервале температур 1185-1143 °С кристаллизуется Pl + Cpx + Opx + Mgt + Ol ассоциация в пропорциях, изображенных на диаграмме (см. рис.7, *б*). Состав расплава в этом интервале, вероятно, близок к субэвтектическому, что отображается на диаграмме в виде чередующихся полос, представляющих кристаллизацию из расплава одного из минералов. Далее кристаллизуется Pl + Opx + Cpx + tiMgt ассоциация, сменяющаяся Or + Pl + Q, которой и завершается процесс становления интрузивного тела. Анализ диаграммы свидетельствует, что ее верхняя часть полностью соответствует реальному строению расслоенной части кусинско-копанского комплекса. При этом необходимо подчеркнуть и первом, и во втором случаях, что комплекс должен иметь ультраосновной горизонт, представленный Ol + Cpx породами.

Ранее, при детальном изучении кусинско-копанского комплекса было установлено, что «... исходя из сопоставления химизма пород краевой группы и горизонта ильменитовых габброноритов, правомочен вывод о существовании в разрезе расслоенной серии комплекса невскрытых зон или горизонтов магнезиальных пород, близких к перидотитам, пироксенитам и их плагиоклазовым разностям. … Несомненно, большие объемы высокоплотных ультраосновных и основных

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 476-492
DOI: 10.31897/PMI.2022.54
© С.Г.Ковалев, С.С.Ковалев, 2022

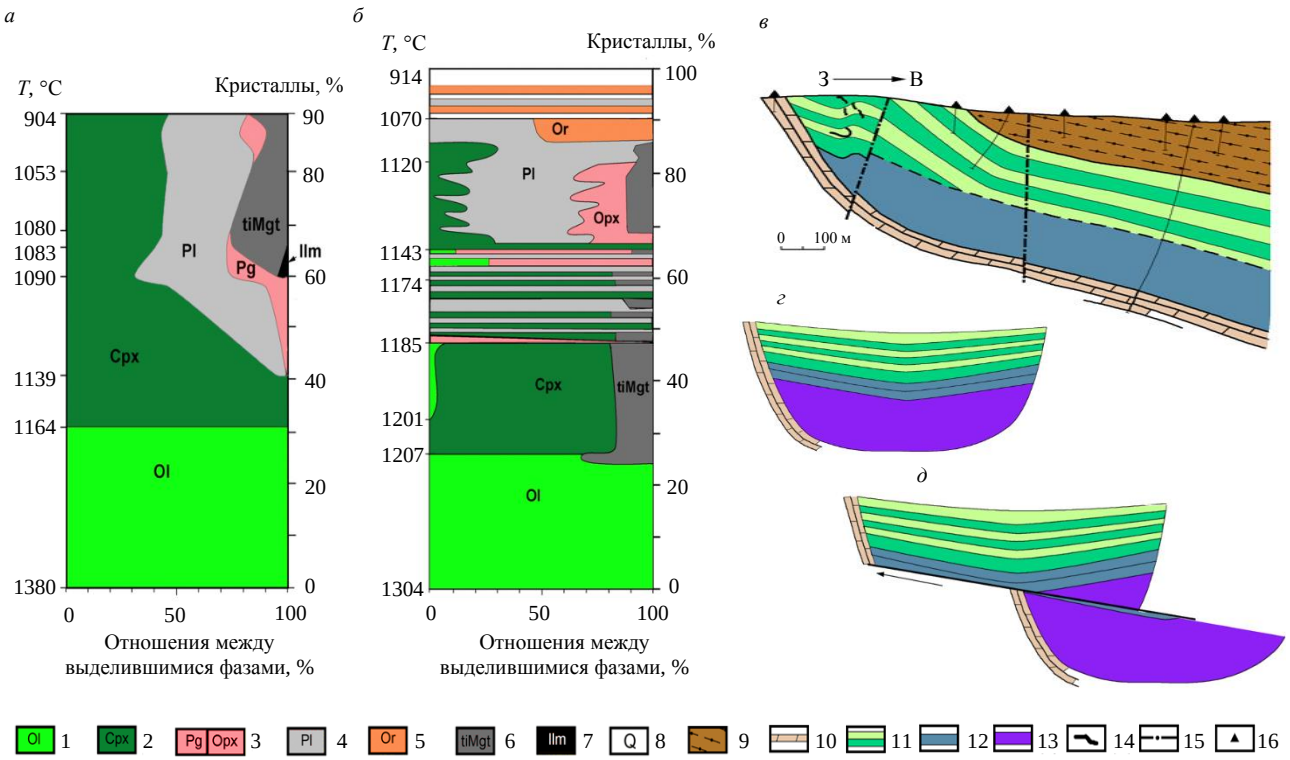


Рис.7. Диаграммы кристаллизации средневзвешенного состава мисаелгинского комплекса по программному продукту КОМАГМАТ (*а*) и алгоритму Х.Д.Натана и К.К.Ван-Кирка [38] (*б*), геологический разрез вскрытой части Кусинского массива по [2], с изм. (*в*) и идеализированные разрезы геологического строения кусинско-копанского комплекса (*г, д*)

1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – ортопироксен; 4 – плагиоклаз; 5 – ортоклаз; 6 – титаномагнетит; 7 – ильменит; 8 – кварц; 9 – биотит-амфиболовые гнейсы кувашской свиты; 10 – карбонатные породы, саткинская свита (R_1); 11 – расслоенная зона; 12 – зона габброноритов с ильменитом; 13 – предполагаемый горизонт ультраосновных пород; 14 – отработанные ильменит-магнетитовые руды; 15 – тектонические нарушения; 16 – поисково-разведочные скважины. Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; Opx – ортопироксен; Pl – плагиоклаз; Or – ортоклаз; Mgt – магнетит; tiMgt – титаномагнетит; Q – кварц

пород среди преимущественно метаосадочных образований должны отражаться в физических полях. Крупная и загадочная положительная площадная (до 20×30 км) аномалия силы тяжести в этом районе Урала имеется в 10-20 км восточнее полосы закартированных на поверхности интрузий комплекса на широте южной части Копанского массива с центром максимума в районе озера Семибратское. Обусловленность этой аномалии невскрытой еще частью очень крупной расслоенной интрузии нам представляется несомненной» [2, с. 96].

Таким образом, моделирование процесса кристаллизации расплава свидетельствует, что кусинско-копанский комплекс должен представлять собой лополитообразное тело, идеализированный разрез которого представлен на рис.7, *г*. В результате коллизионных процессов, которые проявились на территории в венде и/или позднем палеозое [39], нижняя ультраосновная часть интрузива была оторвана от верхней (см. рис.7, *д*). То, что граница между основным и ультраосновным горизонтами дифференцированных интрузий является «ослабленной» зоной, фиксируется на примере тела мисаелгинского комплекса, в котором при относительно слабом метаморфизме пород в целом в переходной зоне они метаморфизованы полностью с развитием ассоциации гранат (гроссуляр) + амфибол + эпидот + хлорит.

Предлагаемое строение кусинско-копанского комплекса резко увеличивает его перспективы на такие виды минерального сырья, как платиноиды+сульфидное медно-никелевое оруденение и/или хромиты, ввиду того что элементы платиновой группы, сульфиды никеля и хромитовая минерализация концентрируются в нижнем (ультраосновном) горизонте дифференцированного тела, и это было показано нами ранее на примере мисаелгинского комплекса [14].

Выводы. Проведенный детальный анализ петрогеохимических особенностей пород, слагающих дифференцированные (расслоенные) тела западного склона Южного Урала, и характеристика

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

приуроченой к ним Ti-Fe-Cr минерализации показали сходство процессов перераспределения РЗЭ в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов. Кроме того, по индикаторным отношениям благородных металлов наибольшее сходство также характерно для пород мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов, а вариации основных компонентов химического состава магнетитов свидетельствуют о значительном сходстве минерализации этих комплексов практически по всем параметрам.

Установлено, что параметры метаморфизма, который повлиял на перераспределение компонентов в Fe-Ti-Cr минералах дифференцированных комплексов, соответствуют: мисаелгинский – T = <550-750 °С, P = 0,1-2,8 кбар, кусинско-копанский – T = <550-630 °С, P = 0,3-0,7 кбар и шуйдинский комплексы – T = <550-760 °С, P = 0,5-2,5 кбар.

В результате моделирования процесса кристаллизации расплава показано, что кусинско-копанский комплекс представляет собой интрузивное тело, в идеализированном разрезе которого присутствует ультраосновной горизонт. В результате коллизионных процессов нижняя часть интрузива была оторвана от верхней. Предлагаемое строение кусинско-копанского комплекса резко увеличивает его перспективы на такие виды минерального сырья, как платиноиды + сульфидное медно-никелевое оруденение и/или хромиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Смирнов В.И.* Рудные месторождения СССР. В 3-х томах. Т. 2. М.: Недра, 1978. 352 с.

2. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.

3. *Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С.* Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (кусинско-копанский комплекс Южного Урала) // Литосфера. 2012. № 5. С. 145-165.

4. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.

5. *Мазуров М.П. Васильев Ю.Р., Шихова А.В., Титов А.Т.* Ассоциации и строение рудных минералов в интрузивных траппах западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 94-107. DOI: 10.15372/GiG201400107

6. *Zhong-Jie Bai, Hong Zhong, Anthony J. Naldrett et al.* Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe-Ti-V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China // Economic Geology. 2012. Vol. 107. № 3. P. 507-524. DOI: 10.2113/econgeo.107.3.507

7. *Kwan-Nang Pang, Mei-Fu Zhou, Donald Lindsley et al.* Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. № 2. P. 295-313. DOI: 10.1093/petrology/egm082

8. *Charlier B., Grove T.L.* Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. Vol. 164. P. 27-44. DOI: 10.1007/s00410-012-0723-y

9. *Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K.* Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron- and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // Journal of Petrology. 2011. Vol. 52. Iss. 2. P. 345-373. DOI: 10.1093/petrology/egq083

10. *Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A. et al.* Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // Journal of Petrology. 2007. Vol. 48. Iss. 11. P. 2187-2210. DOI: 10.1093/petrology/egm056

11. *Veksler I.V., Charlier B.* Silicate Liquid Immiscibility in Layered Intrusions // Layered Intrusions. Book Chapter in Springer Geology. 2015. P. 229-258. DOI: 10.1007/978-94-017-9652-1_5

12. *Wang C.Y., Zhou M.F.* New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China // Mineralium Deposita. 2013. Vol. 48. Iss. 6. P. 787-798. DOI: 10.1007/s00126-013-0457-4

13. *Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В. и др.* Происхождение Fe-Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Елетьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (Северная Карелия, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 2. С. 198-230. DOI: 10.7868/s0016777018020041

14. *Ковалев С.Г., Ковалев С.С.* Условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере интрузии западного склона Южного Урала) // Геология рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 6. С. 551-575. DOI: 10.31857/s0016777021060034

15. *Ковалев С.Г., Ковалев С.С.* К вопросу о дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере дифференцированных интрузивов западного склона Южного Урала) // Георесурсы. 2021. Т. 23. № 4. С. 80-95. DOI: 10.18599/grs.2021.4.10

16. *Ковалев С.Г., Сначев В.И., Романовская М.А.* Новые геолого-петрогенетические аспекты формирования Кусинско-Копанского комплекса // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 1995. № 4. С. 81-85.

17. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Гл. ред. О.А.Богатиков, О.В.Петров. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.

18. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523-548.

19. *Barnes S.J., Maier W.D.* The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their application in mineral exploration. Geological Association of Canada, Short Course. 1999. Vol. 13. P. 69-106.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

20. *Barnes S.J., Lightfoot P.C.* Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents // Book Chapter Economic geology in One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, 2005. P. 179-213. DOI: 10.5382/av100.08

21. *McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4

22. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. Iss. 12. P. 2279-2302. DOI: 10.1093/petrology/42.12.2279

23. *Округин А.В.* Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3-10.

24. *Kamenetsky V.S., Grawford A.J., Meffre S.* Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. Iss. 4. P. 655-671. DOI: 10.1093/petrology/42.4.655

25. *Melluso L., de'Gennaro R., Rocco I.* Compositional variations of chromiferous spinel in Mg-rich rocks of the Deccan Traps, India // Journal of Earth System Science. 2010. Vol. 119. Iss. 3. P. 343-363. DOI: 10.1007/s12040-010-0021-x

26. *Glassley W.* Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula,Washington // Geological Society of America Bulletin. 1974. Vol. 85. № 5. P. 785-794. DOI: 10.1130/0016-7606(1974)85<785:GATOTC>2.0.CO;2

27. *Arai S.* Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks a potential guide to magma chemistry // Mineralogical Magazine. 1992. Vol. 56. Iss. 383. P. 173-184. DOI: 10.1180/minmag.1992.056.383.04

28. *Arai S., Okamura H., Kadoshima K. et al.* Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting // Island Arc. 2011. Vol. 20. Iss. 1. P. 125-137. DOI: 10.1111/j.1440-1738.2010.00747.x

29. *Myers J., Eugster H.P.* The system Fe-Si-O: oxygen buffer calibrations to 1,500 K // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. Vol. 82. Iss. 1. P. 75-90. DOI: 10.1007/bf00371177

30. *Berman R.G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-$A1_2O_3$-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2 // Journal of Petrology. 1988. Vol. 29. Iss. 2. P. 445-522. DOI: 10.1093/petrology/29.2.445

31. *Huebner J.S., Sato M.* The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers // American Mineralogist. 1970. Vol. 55. № 5-6. P. 934-952.

32. *Féménias O., Mercier J.-C.C., Nkono C. et al.* Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania) // American Mineralogist. 2006. Vol. 91. № 1. P. 73-81. DOI: 10.2138/am.2006.1869

33. *Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C. et al.* An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. Vol. 171. Iss.10. № 85. DOI: 10.1007/s00410-016-1298-9

34. *Прибавкин С.В.* Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия // Литосфера. 2019. Т. 19. № 6. С. 902-918. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918

35. *Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю.* Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода // Geochemistry International. 1986. Vol. 24. № 5. С. 92-100.

36. *Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

37. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.

38. *Nathan H.D., Vankirk C.K.* A model of magmatic crystallization // Journal of Petrology. 1978. Vol. 19. Iss. 1. P. 66-94. DOI: 10.1093/petrology/19.1.66

39. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

***Авторы*: С.Г.Ковалев,** *д-р геол.-минерал. наук, директор, kovalev@ufaras.ru, https://orcid.org/0000-0001-6753-7484* (*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия*), **С.С.Ковалев,** *научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0003-1780-6580* (*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0