

ЧАСТЬ 2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ, РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

Е.В. Кислов^{1, 2}, В.С. Каменецкий^{1, 3}

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³ – Университет Тасмании, г. Хобарт

Хромититы Главного Сарановского месторождения, Пермский край: минеральный состав и генезис

Сарановские месторождения хромита были открыты и начали эксплуатироваться в начале XIX в. Наибольший вклад в их изучение внес О.К. Иванов [1990 и др.]. Главное Сарановское месторождение приурочено к Северному Сарановскому массиву в 5 км севернее ст. Лаки, на окраине п. Сараны Горнозаводского района Пермского края. Выход массива на поверхность имеет размеры 1.9×0.42 км, меридиональное простирание, сложен серпентинитами, хромититами, апогаббровыми породами и секущими их диабазовыми дайками [Иванов, 1990].

Формирование массивов и хромититов остаются предметом дискуссий. О.К. Иванов [1990] считал массивы расслоенными, а хромититы – пластовыми. Первые исследователи рассматривали хромититы как жилы. А.Ф. Шуппе считал их серией сближенных линз. С.А. Вахромеев показал, что руды слагают три субпараллельных жилоподобных тела. И.А. Зимин, отмечая выдержанную мощность рудных тел, писал, что «форма рудных тел жилообразна и подобна настоящим жилам» [Иванов, 1990]. Г.И. Кизилев указывал, что структура месторождения не соответствует стратиформному строению: с глубиной количество рудных тел не увеличивается [Кизилев, 1986]; рудные блоки не совмещаются из-за разницы мощностей тел на их стыках; сместитель, нарушив целостность одного хромитового тела, упирается в другое; рудные тела залегают по пересекающимся направлениям [Кизилев, 1987].

Нами изучен минеральный состав хромититов Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения. Образцы отобраны на рудном отвале в августе 2017 г. Плоскополированные шлифы на эпоксидной смоле проанализированы растровым электронным микроскопом Hitachi SU-70 в Университете Тасмании (г. Хобарт, Австралия) и на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) для количественного анализа в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). ЛА-ИСП-МС U-Pb и микроэлементный анализ апатита в образце S4-17 проводился на квадрупольном приборе ICP-MS Agilent 7900, присоединенном к лазерной системе Coherent COMPexPro 110 в Университете Тасмании. Выполнено 124 анализа микроэлементов в 21 зерне апатита.

Хромит образует однородные идиоморфные зерна разного размера. Характерны как массивные агрегаты, так и интерстициальные кластеры, кольца зерен вокруг агрегатов хлорита, имеющих формы идиоморфных кристаллов. В хромите иногда наблюдается незначительное (не более 2 процентных пунктов) увеличение содержания Fe±Cr в мелких зернах, а в крупных – к периферии. Изредка содержание Fe повышается вплоть до хроммагнетита по трещинам. Встречаются сростания хромита и уваровита, образующие единые зерна, иногда с оторочкой высокохромистого хромита (рис. 1). Отмечен ксеноморфный хромит, зажатый идиоморф-

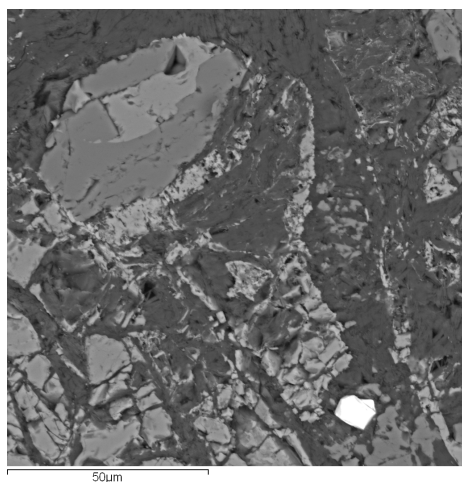


Рис. 1. Зерно – срастание хромита (серый) и уваровита (темно-серый) с оторочкой высокохромистого хромита (светло-серый) в агрегате хромита и хлорита, зерно лаурита (белый), обр. S 12-17.

ными зернами хлорита, в сферическом агрегате высокохромистого хромита. Как правило, хромит некорродирован, замещение периферии хроммагнетитом или хлоритом не наблюдается.

Интерстиции зерен хромита и вышеупомянутые агрегаты состоят, в основном, хлоритом (в том числе, хромсодержащим), доломитом (с Fe, Mn, Sr), серпентином (с Al и Cr). В ассоциации с уваровитом или кальцитом отмечается ксеноморфный хромит с содержанием Cr_2O_3 до 65 мас. % и

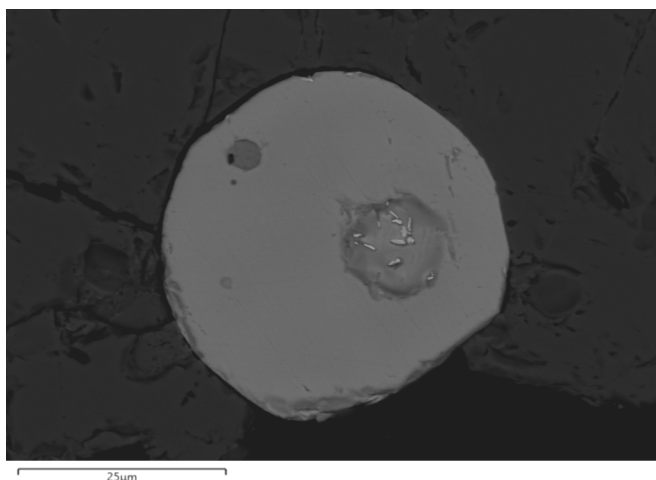
FeO – до 22 мас. %. Встречаются рутил (с Cr и V), ильменит (с Cr, Mg, Mn, включениями хлорита, срастанием с цирконом), бадделит (с Ti), цирконолит, магнетит (с Al, Cr и Mg), массикот. Отмечен сильвин с примесью Fe и Na. Наиболее распространенный сульфид – миллерит (замещается фалкондоитом), встречаются пентландит (с Co до 11 мас. %), пирит (с Co и Ni, замещается гетитом), пирротин (с Ni), халькопирит, полидимит с Co, лаурит, эрлихманит и ирарсит (с Cu, Rh и Sb), виоларит и годлевскит. В сульфидах отмечаются включения идиоморфного хлорита, округлые включения доломита и кальцита, в миллерите отмечены включения хромита и холлингуортита. Встречаются кальцит (с Mg) и магнезит (с Fe), апатит (иногда со Sr), хлорапатит (иногда со Sr) и сульфатит; в апатите обнаружены включения ильменита, халькопирита, пирротина, монацита (с Nb), ториянита (с U и Zr); отмечены его футляровидные кристаллы. Барит содержит Fe и Sr. Силикаты представлены уваровитом (с включениями лейст и радиально-лучистых агрегатов хлорита), флогопитом (с Ti и Cr), цирконом (с Hf), титанитом (с Cr и V), фалкондоитом, карпинскиитом.

Идиоморфные включения в хромите (наиболее крупные с апофизами) сложены хлоритом (с Cr), доломитом, кальцитом (с Mg и Mn), энстатитом, эденитом (с Cr), рихтеритом, керсутитом, антофиллитом, гастингситом, аспидолитом (с Cr и Ti), флогопитом, вонезитом, серпентином, хромовым глаголевитом, альбитом, тальком, ильменитом (с Cr и Mn), рутилом (с Cr и V), апатитом, хлорапатитом (со Sr), халькозином, халькопиритом, талнахитом, борнитом, марганцевым сфалеритом, хроммагнетитом. Самостоятельные идиоморфные включения образуют высокохромистый хромит (иногда радиально-лучистые срастания), иридосмин-сысертскит (с Ru, иногда с оторочкой амфибола), лаурит, рутил (с Cr), идиоморфные зерна и лейсты хлорита, массикот, зачастую с геометрически правильными очертаниями, образующий также срастания с хромитом. Отмечено зерно Os-лаурита с ограненным включением халькозина, округлым включением Ir-эрлихманита с зернами Os-лаурита, оторочкой Ir-эрлихманита (рис. 2).

Трещины в хромите выполняют хлорит (с Cr), кальцит (с Mg), доломит (с Fe и Mn), серпентин, циркон, сильвин (с Fe и Na), уваровит, лаурит, ильменит (с Cr, Mn и Mg), галенит. Отмечено зерно рутила, секущееся перпендикулярными ладелями ильменита, обрастающее ильменитом и срастающееся с хромитом.

Состав вкрапленного хромитита отличается: в нем присутствуют хромит (иногда с включениями хлорита и кальцита), хлорит (с Cr), кальцит (с Mg и Fe), тремолит (с Cr) и антофиллит, титанит, годлевскит, миллерит, пентландит (до 5.6 % Co), пирит (с Ni и Co), галенит,

Рис. 2. Включение в хромите Ос-лаурита с оторочкой Иг-эрлихманита, в правом верхнем углу включение халькозина, в левом нижнем – Иг-эрлихманита с зернами Ос-лаурита,



ильменит (с Cr, Mn и Mg), серпентин, апатит (со Sr), сульфаты Ni. Агрегаты сульфидов рассеяны идиоморфными лейстами хлорита.

Интересен светлоокрашенный скарн, скорее всего, по диабазу. В нем преобладает пренит наряду с диопсидом (с включениями циркона), хлоритом, цоизитом и актинолитом. Зерна хромита (с Zn), маухерита (с Co), никелина (с Co и Sb) обрастают кристаллами хромгроссуляра переменчивого состава с включениями хлорита. Иногда хромит образует кольца внутри агрегата хромгроссуляра. Оторочка хромита содержит больше Cr, Fe и Zn, характерны включения хромгроссуляра и хлорита.

Относительные содержания микроэлементов (Sr 107–104 г/т, U 0.6–53.7 г/т, Th 8–204 г/т) сходны с таковыми в апатите из гранитов [Belousova et al., 2002]. Содержания РЗЭ колеблются от 7440 до 11840 г/т и, вместе с отрицательными Eu аномалиями, сопоставимы с характеристиками апатита фракционированных расплавов. Предварительно возраст оценен в 1.2 млрд лет. По геологическим данным формирование сарановского комплекса происходило в конце позднего рифея [Ибламинов, Суслов, 2015]. Ранее была сделана только одна попытка определения возраста по цирконам из аподунитовых серпентинитов: для Северного массива получены возраста 464.1 ± 5.1 и 439 ± 3.1 млн лет, для Южного – 1756 ± 12 млн лет [Краснобаев и др., 2013].

О.К. Иванов [1990] связывал формирование гидротермальной минерализации с внедрением даек долеритов и метаморфизмом ультрамафитов: прогретые поровые воды действовали как агент антигортитизации ультрамафитов, хлоритизации цемента хромититов, формирования карбонатных и карбонатно-силикатных жил с хромовой минерализацией. Но гидротермальные карбонаты характеризуются высокой температурой образования и ювенильным источником. Их кристаллизация началась при температуре выше 540°C [Шагалов, 2010]. В образовании кальцита существенную роль играл ювенильный CO_2 : значения $\delta^{18}\text{O}$ кальцита – 12.2‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ – -1.8‰ [Чайковский, Коршунов, 2014]. Карбонаты формировались на завершении гидротермального процесса, ранее температуры были еще выше.

Соотношение размеров тел хромититов и вмещающих интрузивов необычно высокое. Массивы шириной 200–300 м содержат десятки тел хромититов мощностью до 12 м. Необычно широкое развитие крупнозернистых ультрамафитов (пегматитов по [Иванов, 1990]), сарановитов (крупных идиоморфных кристаллов хромита в серпентиновом цементе), метасоматической хромитовой вкрапленности, лабрадор-диопсидовых, хлоритовых и пумпеллититовых пород, включений и жилков хромита в ультрамафических пегматитах, диабазах и порфиритах [Иванов, 1990].

При изучении Центрального рудного тела установлено, что от подошвы к кровле содержание Cr_2O_3 снижается от 46.63 до 44.26 % [Пузик и др., 2017], т. е. в пределах колебаний одного зерна и одного шлифа. Обогащенность платиновыми элементами иридиевой группы

и наличие сульфидов Os и Ir отличает Сарановское месторождение от других расслоенных комплексов. Симметричная зональность в распределении лауристов по разрезу (высокортутневые – в Западном и Восточном, высокоосмиевые – в Центральном рудном теле) не согласуется с магматической дифференциацией [Горбунов, Пузик, 2018].

Эти особенности можно объяснить гидротермальным происхождением хромититов. В отработанном карьере на Главном Сарановском месторождении выделяется выбранная трубообразная жила хромитита. В шахте Рудная наблюдаются апофизы жил хромититов во вмещающие породы. Такие признаки, как развитие зерен хромита в интерстициях крупных выделений силикатов, постоянство состава хромита, его идиоморфизм, повышенная хромистость мелких и периферии крупных зерен хромита, отсутствие коррозии, замещения хроммагнетитом или хлоритом, появление в интерстициях ксеноморфного высокохромистого хромита, ассоциация с хромсодержащими минералами и минералами гидротермального происхождения, совместный рост хромита с уваровитом, преобладание во включениях в хромите минералов, содержащих Na и H_2O , включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массивного хромита, включение лаурита с кристаллографически ограниченным включением халькозина и хромит в скарне по диабазам, свидетельствуют о том, что хромит не был источником хрома для других минералов, а формировался совместно с гидротермальными минералами в ходе единого процесса. Свидетельствует об этом и состав апатита. Апатиты из мантийных пород и карбонатитов лишены Eu аномалий, в то время как амплитуда Eu аномалий в апатитах увеличивается в сторону более фракционированных пород [Belousova et al., 2002]. Аномалия Eu может объясняться и серпентинизацией на предрудном этапе, поскольку при серпентинизации Eu выносятся [Чашухин и др., 2012].

Содержание Sr может достигать процентных уровней в апатитах из основных и ультраосновных пород, а в сторону кислых типов пород происходит снижение содержания Sr в апатите [Belousova et al., 2002], что отражает вхождение Sr в плагиоклаз. Содержание Y в апатитах обычно составляет менее 2000 г/т до нескольких сотен г/т в зернах из основных и ультраосновных пород, но гораздо выше (более 1 %) в апатитах из сильно фракционированных гранитов и пегматитов [Belousova et al., 2002]. Содержание Y в сарановском апатите относительно высокое и колеблется от 1400 до 2500 г/т. Поскольку в районе Сарановских месторождений нет кислых и средних пород, остается считать геохимические характеристики апатита доказательством его гидротермального происхождения. Таким образом, хромититы Главного Сарановского месторождения имеют гидротермальный генезис.

Авторы признательны Э.М. Спиридонову и Г.С. Николаеву за организацию поездки на месторождение. Работа выполнена по государственному заданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 и при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

Литература

Горбунов А.А., Пузик А.Ю. Сульфиды платиновых металлов Сарановского месторождения // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 16. Пермь: ГИ УрО РАН, 2018. С. 15–20.

Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. 2015. № 18. С. 145–153.

Иванов О.К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

Кизилов Г.И. Структура и перспективная рудоносность месторождений хромитов Сарановской группы // Разведка и охрана недр. 1986. № 7. С. 11–15.

Кизилов Г.И. Квазистратиформное строение Сарановского хромитового месторождения // Доклады АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 682–684.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Антонов А.В. Цирконология дунитов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 1. С. 81–86.

Пузик А.Ю., Ибламинов Р.Г., Осовецкий Б.М. Хромшпинели Центрального рудного тела Главного Сарановского месторождения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 20. Пермь, 2017. С. 35–43.

Шагалов Е.С. Термометрия и геохимия карбонатных жил Сарановского месторождения // Минералы: строение, свойства, методы исследования: материалы конференции. Екатеринбург, 2010. С. 360–362.

Чайковский И.И., Кориунов А.А. Новые находки редкоземельных и благороднометалльных минералов на Сарановском месторождении // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения пам. П.Н. Чирвинского. Вып. 17. Пермь, 2014. С. 37–44.

Чащухин И.С., Чередниченко Н.В., Адамович Н.Н. О поведении редких элементов при ранней серпентинизации ультрамафитов // Ежегодник-2011. Труды ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. Вып. 159. С. 125–128.

Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Vol. 76. P. 45–69.

И.Р. Рахимов

Уфимский федеральный исследовательский центр РАН,
Институт геологии, г. Уфа
rigel92@mail.ru

Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в Южном Предуралье: первые данные о геологии, литологии и минералогии рудоносных отложений

В разрезе пермских отложений в Федоровском районе республики Башкортостан автором обнаружено новое россыпное хромитовое рудопроявление, названное Сабантуйским. Ранее о наличии рудных концентраций детритовых хромшпинелидов в пермских отложениях Южного Предуралья не сообщалось [Рахимов и др., 2020]. Хромитоносный горизонт мощностью около 1 м, представленный слоями хромитолитов (песчаных пород, на 50 % и более сложенных обломками хромшпинелидов [Систематика..., 1998]) мощностью от 1 до 130 мм, локализован в прибрежно-морских песчаниках верхней части разреза на левом берегу руч. Мал. Беркутла. Хромитоносный горизонт находится на глубине 1.0–1.5 м от поверхности и прослежен на расстоянии около 300 м по азимуту ССЗ 350°. В субширотном направлении горизонт имеет «размах» не менее 50 м: более точно установить это без дополнительного вскрытия разреза невозможно. Выше залегают безрудные песчаники и мергелистые известняки. Ниже хромитоносного горизонта залегают также безрудные песчаники и алевролиты. Общая мощность разреза, доступная непосредственному наблюдению, составляет около 20 м.

Указанные породы относятся к белебеевской свите казанского яруса биармийского отдела пермской системы и слагают осадочный чехол юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [Князев, 2011]. В структурно-тектоническом отношении эта часть платформы отвечает Южно-Татарскому своду [Кудаярова и др., 2016]. Общая мощность казанского яруса в пределах изучаемой площади оценивается в 50–100 м [Синицын, Синицына, 1965ф].

Песчаники, вмещающие хромитоносный горизонт, как правило, окрашены в серый цвет (иногда зеленовато- или буровато-серый). Текстура песчаников слоистая, тип слоистости – косо- и пологоволнистый, характеризующийся симметричным характером ряби. Размер обломков, в среднем, составляет 0.3 мм (среднезернистые песчаники), окатанность разная, степень отсортированности хорошая. Цемент карбонатный контактового типа. В составе песчаников, подстилающих хромитоносный горизонт, преобладают обломки пород (83–86 % от общего числа), из которых основная часть приходится на метаморфические (55–68 %), осадочные (31–44 %, из них известняки 3.8–6.1 %, остальное – мергели, алевролиты, аргиллиты) и магматические – вулканы и габброиды (0.1–0.6 %). Среди обломков метаморфитов преобладают кварциты (>50 %), меньше распространены сланцы (>30 %, среди них кристаллические сланцы, филлиты) и метаматические породы (<20 %). Согласно этим данным, песчаники классифицируются как кремневые граувакки. Количество обломков кварца составляет 12–15 %, силикатных минералов (амфибол, пироксен, хлорит, гранат) – 1.2–1.9 %, рудных минералов (хромшпинелиды, ильменит, лейкоксен и др.) – 0.0–1.2 %. Песчаники, перекрывающие хромитоносный горизонт, содержат 71–78 % обломков пород, из них 53–63 % метаморфитов, 34–46 % осадочных пород (20–32 % известняков), 0.6–3.3 % магматитов. Количество кварца увеличивается до 11–15 %, силикатных минералов – 6–9 %, рудных минералов – 1.3–11.8 %. В песчаниках, переслаивающихся с хромитолитами (рис.), доля обломков пород снижается до 49–53 %, из которых метаморфитов – 55–66 %, осадочных пород – 32–43 % (36–38 % известняков), магматитов – 1.9–2.7 %. Доля кварца в обломках – 6–8 %, силикатных минералов – 4–6 %, рудных минералов – 34–40 % (преобладают хромшпинелиды).

В хромитолитах количество зерен рудных минералов от общего числа песчаных обломков достигает 90–100 %, из них до 70 % приходится на хромшпинелиды. Кроме последних, присутствуют ильменит, магнетит, циркон, рутил, лейкоксен. Размер зерен 0.1–0.2 мм. Концентрация Cr_2O_3 в хромитолитах составляет 15.9–17.2 мас. % (согласно производственным требованиям они могут быть отнесены к промышленным рудам с убогим содержанием хрома). В подстилающих хромитоносный горизонт песчаниках содержание Cr_2O_3 составило около 0.06 мас. %, а в надрудных псаммитах – около 2.4 мас. %. Хромшпинелиды значительно варьируют по химическому составу (табл.), отвечая хромпикотиту, алюмохро-

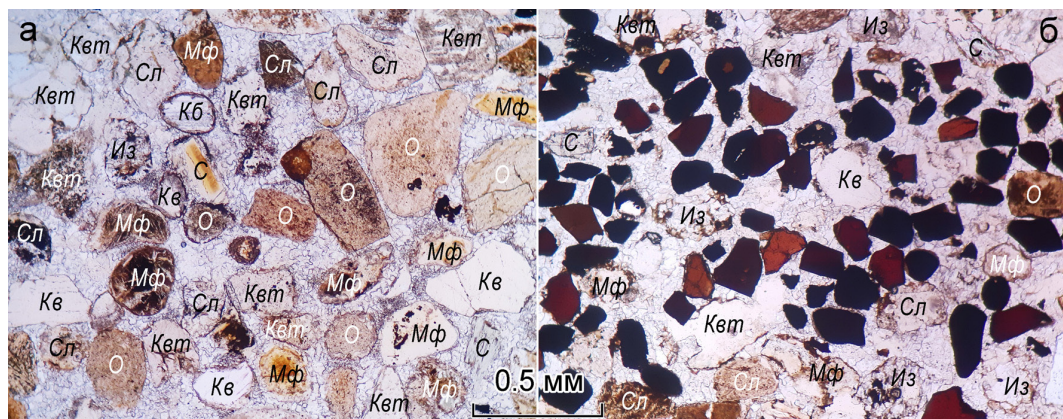


Рис. Микрофотографии песчаников Сабантуйского рудопроявления (проходящий свет): а – безрудная граувакка, б – богатая хромитом граувакка.

Из – известняк, Кб – карбонатный минерал, Кв – кварц, Квт – кварцит, Мф – метаморфиты по магматитам, О – осадочные породы, С – силикатные минералы, Сл – сланцы, хромиты – черные непрозрачные и красные просвечивающие зерна.

**Представительные микрозондовые анализы хромшпинелидов
Сабантуйского рудопроявления (мас. %) [Рахимов и др., 2020]**

№	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	CoO	Total
1	0.27	33.12	0.03	1.21	57.33	1.22	1.43	0.43	0.33	0.08	95.45
2	0.06	56.85	0.12	1.73	35.42	0.56	2.72	0.02	0.23	0.02	97.73
3	0.09	31.28	0.21	34.76	20.01	0.12	12.25	0.12	0.23	0.07	99.15
4	0.22	60.28	0.09	8.64	18.67	0.07	11.08	0.07	0.03	0.05	99.19
5	0.06	52.73	0.21	15.59	20.27	0.14	9.66	0.05	0.17	0.09	98.97
6	0.31	50.72	0.13	17.35	19.51	0.14	10.63	0.08	0.17	0.03	99.07
7	0.04	58.13	0.17	5.52	29.28	0.29	4.61	0.05	0.28	0.11	98.47
8	0	50.17	0.19	21.31	16.6	0.09	11.34	0.06	0.1	0.04	99.88
9	0.06	42.45	0.22	25.8	20.04	0.64	9.62	0.04	0.73	0.11	99.7
10	0.15	49.97	0.26	18.75	19	0.18	10.12	0	0.24	0.02	98.69
11	0.03	22.54	0.12	46.09	13.01	0.09	16.61	0.24	0.13	0.02	98.88
12	0.13	40.05	0.2	22.56	25.52	0.2	9.37	0.12	0.18	0.02	98.35
13	0.05	35.59	0.17	33.21	15.77	0.09	13.12	0.09	0.3	0.09	98.47

Примечание. Анализы выполнены с помощью электронно-зондового микроанализатора CAMECA SX100 в ЦКП «Геоаналитик», ИГТ УрО РАН (аналитик Д.А. Замятин).

миту, хромиту, феррихромиту. Встречаются как однородные, так и зональные кристаллы. Зональность, выраженная в наличии четкого ядра и внешней каймы, более характерна для окатанных зерен. Однородным зернам и реликтовым участкам зональных зерен соответствуют низкие содержания Fe³⁺ и примесных элементов, из которых лишь в редких случаях отмечается присутствие Ti (до 0.34 мас. %), Zn (до 0.46 мас. %), V (до 0.48 мас. %). В кайме зональных зерен с увеличением концентрации FeO_{общ.} происходит небольшой рост содержаний Ti, Mn, Ni. Анализ состава, проведенный при помощи классификационных диаграмм, указывает на офиолитовое происхождение хромшпинелидов, которые полностью перекрываются с составами хромшпинелидов из массивов Крака [Рахимов и др., 2020].

Наличие хромитовой россыпи в отложениях осадочного чехла ВЕП подразумевает, что при ее формировании существовал хромитсодержащий источник, степень удаленности которого от бассейна осадконакопления ограничивается рядом признаков. Слабая окатанность и высокая концентрация хромшпинелидов свидетельствуют о том, что Сабантуйская палеороссыпь более сходна с россыпями ближнего сноса [Лаломов и др., 2021]. Однако наиболее близкий потенциальный источник для Сабантуйской россыпи – массивы Крака – удалены более чем на 200 км. В фондовой и опубликованной литературе отсутствуют какие-либо сведения о площадной распространенности хромитовых залежей в отложениях рассматриваемого региона и о непосредственной близости источников хромшпинелидов, а также сведения об аномалиях в строении осадочного слоя земной коры (например, тектонические нарушения, интрузии). Возможное объяснение феномену существования данной хромитовой россыпи может быть дано, исходя из шарьяжной модели формирования гипербазитовых массивов Урала [Казанцева и др., 1971].

Таким образом, решение проблемы источника сноса изучаемой палеороссыпи может представлять очень большое значение для реконструкции тектономагматических событий в Южном Предуралье в среднепермское время. Не исключено, что этот вопрос может касаться и проблемы источников меди для многочисленных гипергенных месторождений медистых песчаников Предуралья [Салихов и др., 2010].

Работа выполнена за счет средств гранта Президента РФ (проект № МК-857.2021.1.5) и при частичной финансовой поддержке государственного задания ИГ УФИЦ РАН (тема № 0246-2019-0080).

Литература

- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 96–102.
- Князев Ю.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 листа N-40 (третье поколение). СПб: ВСЕГЕИ, 2011.
- Кудаярова А.Р., Рыкус М.В., Душин А.С.* Седиментационные модели и промысловые свойства верхнетурнейских карбонатных отложений Южно-Татарского свода платформенной Башкирии // Нефтегазовое дело. 2016. Т. 14. № 1. С. 20–29.
- Лаломов А.В., Рахимов И.Р., Григорьева А.В., Зайлямов Ш.Р.* Хромотоносность пермско-юрских отложений Волго-Уральского бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чт. пам. П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 24. Пермь, 2021. С. 113–119.
- Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Холоднов В.В., Замятин Д.А.* Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 568–573.
- Салихов Д.Н., Масленников В.В., Серавкин И.Б., Беликова Г.И., Галиуллин Б.Г., Никонов В.Н.* Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). Уфа: Гилем, 2010. 376 с.
- Синицын И.М., Синицына Г.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000, Лист № 40-XXVI. Т. 1. Уфа: БГГУ, 1965. 170 л.
- Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др.* СПб: Недра, 1998. 352 с.

А.В. Лаломов, А.А. Бочнева

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
lalomov@mail.ru*

Численное прогнозирование потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на примере лопаритовых россыпей Ловозерского массива, Кольский полуостров

Редкие металлы (в число которых входят и редкоземельные) являются основой развития современных инновационных технологий. Прогнозирование месторождений редких металлов возможно только на основе комплексного анализа всей совокупности россыпеобразующих факторов, объединенных в геолого-генетических моделях месторождений, использующих количественные оценки. В условиях нерентабельности экстенсивного развития промышленной базы необходима разработка новых технологий для решения геологических задач. В число таких направлений входит «переход к передовым цифровым, интеллектуальным производственным технологиям, роботизированным системам, новым материалам и способам конструирования, создание систем обработки больших объемов данных, машинного обучения и искусственного интеллекта» [Указ..., 2016].

Для создания таких методик необходимо детально проанализировать данные по эволюции россыпеобразующих формаций в различных литогенетических, вещественных, геолого-

структурных и литодинамических системах, а также конкретизировать, формализовать и ранжировать факторы россыпеобразования. На основе формализованных (количественно оцененных) факторов методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создается система пространственно привязанных мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной металлоносности. Полученные результаты используются для создания методики прогнозной оценки россыпной металлоносности на закрытых и малоисследованных территориях. В качестве объекта исследований для разработки моделей редкометалльных россыпей ближнего сноса использованы россыпи лопарита северной периферии Ловозерского массива.

Ловозерский массив, относящийся к позднедевонскому комплексу щелочных и нефелиновых сиенитов, вмещает несколько рудных горизонтов уртитов, содержащих промышленные концентрации лопарита, который представляет собой высококомплексное редкометалльное сырье, содержащее (%) Nb_2O_5 8.3, Ta_2O_5 0.67, TiO_2 39.8, $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3$ 34.9 [Когарко, 2002].

За счет эрозионных процессов на периферии массива образовались лопаритовые россыпи, промышленная значимость которых установлена по северной периферии плутона в пределах Ревдинского россыпного поля (Шомиокский, Ревдинский и Сергеваньский участки). Местоположение россыпей контролируется участками максимального вскрытия лопаритоносных пород дифференцированного комплекса (ледниковыми карами и долинами, поставившими фрагментированный обломочный материал в зону предгорий) и элементами рельефа, благоприятными для накопления лопарита – локальными депрессиями коренного ложа [Лаломов и др., 2019].

В пределах Ревдинского россыпного поля был выбран полигон моделирования, включающий эталонный (Шомиокский) и тестовый (Сергеваньский) участки (рис. 1). В пределах полигона по сети 500×500 м создана цифровая модель рельефа и база данных, в которую для каждой элементарной ячейки внесены формализованные россыпеконтролирующие факторы: фациально-стратиграфический (ФС), локального тектонического режима (ТР), эрозионно-аккумулятивного состояния (ЭАС) и энергии рельефа (ЭР). На основании корреляционного анализа на эталонном участке разработан мультипликативный показатель (МП) – объединенный параметр, оценивающий перспективы россыпной металлоносности. Его верификация проведена на тестовом участке [Лаломов, Чефранов, 2020].

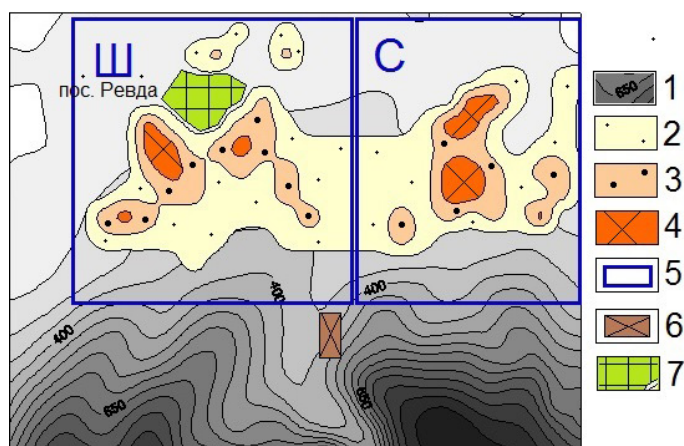


Рис. 1. Ревдинское россыпное поле и полигон моделирования.

1 – высотные отметки рельефа; 2–4 – содержания лопарита в россыпи ($\text{кг}/\text{м}^3$): 2 – 2–4, 3 – 4–6, 4 – более 6; 5 – границы участков: Ш – эталонный Шомиокский, С – тестовый Сергеваньский; 6 – обогащательная фабрика Карнасурт; 7 – населенный пункт (пос. Ревда).

Коэффициенты корреляции (R) между содержаниями лопарита и формализованными показателями россыпной металлоносности для эталонного Шомиокского участка

	Факторы россыпеобразования				МП _{эт}
	ФС	ТР	ЭАС	ЭР	
R	0.54	0.46	0.23	-0.26	0.57

Примечание. МП_{эт} – рассчитанный мультипликативный показатель для эталонного участка. Критическое значение $R = 0.18$ при объеме выборки $N = 184$ и доверительной вероятности $\alpha = 0.99$.

Для создания обобщенных прогнозных характеристик на данных эталонного объекта (Шомиокский участок) построена матрица парных коэффициентов корреляции между факторами и содержаниями в россыпи лопарита. Факторы ФС, ТР и ЭАС находятся в положительной корреляции с содержанием в россыпи лопарита, ЭР – в отрицательной.

В нашем случае МП для каждой элементарной ячейки i (МП_{*i*}) по формуле (1) рассчитан как произведение значений факторов для этой ячейки, имеющих положительную корреляцию с содержанием лопарита, деленное на значение фактора с отрицательной корреляцией: $МП_i = (ФС_i \times ТР_i \times ЭАС_i) / ЭР_i$ (1). Коэффициент корреляции МП с содержанием лопарита на эталонном участке ($R = 0.57$) является значимым для данной выборки (табл.), что позволяет использовать его в качестве критерия выделения площадей для поисков проявлений редкометалльных россыпей ближнего сноса.

Верификация предлагаемого алгоритма прогнозирования проведена на тестовом Сергиеванском участке, для которого на ГИС-основе рассчитан массив пространственно привязанных мультипликативных показателей (МП-тест). Коэффициент корреляции рассчитанных значений МП-тест с содержаниями лопарита в россыпи, полученными по разведочным данным, $R = 0.55$ (рис. 2). Это показывает возможность использования предлагаемой методики и расчетных мультипликативных показателей для прогнозирования редкометалльных россыпей ближнего сноса для постановки поисковых работ.

Разрабатываемая методика основана на анализе механизма принятия экспертом решений по оценке россыпного потенциала площадей и предлагает комплекс технологических решений, позволяющих имитировать когнитивные функции человека, дающий возможность с использованием гибридной системы, работающей в режиме диалога «оператор – компьютер»,

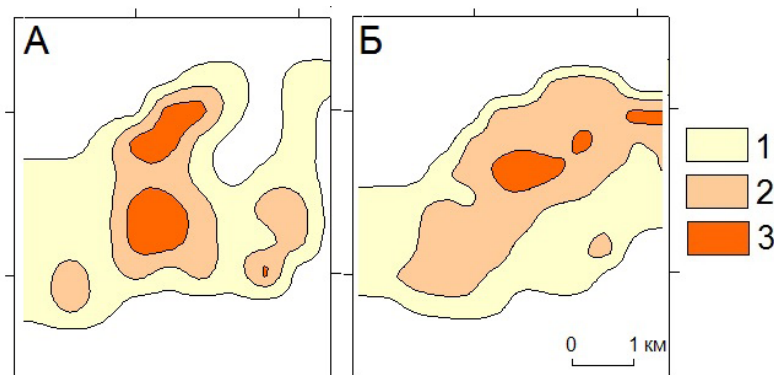


Рис. 2. Верификация методики прогнозирования редкометалльных россыпей на основе расчета мультипликативных показателей на Сергиеванском участке: а – содержания лопарита в россыпи по данным геологоразведочных работ; б – расчетные значения по мультипликативным показателям. 1–3 – содержания лопарита в россыпи (кг/м³): 1 – 2–4, 2 – 4–6, 3 – более 6.

получать при выполнении конкретных задач результаты, сопоставимые с результатами интеллектуальной деятельности человека. Аналогичный подход уже используется для экспрессной оценки новых рудопроявлений золота в Арктической зоне России [Чижова и др., 2019].

Таким образом, на основе формализованных (количественно оцененных) факторов россыпеобразования, методами численного компьютерного моделирования и ГИС-технологий создана численная система расчета и позиционирования мультипликативных показателей, оценивающих потенциал россыпной редкометалльной металлоносности. На «полигоне моделирования» с уже известными месторождениями и россыпепроявлениями в пределах «эталонной» выборки данных формализованные показатели выделяются и оцифровываются, верифицируются на «тестовой» выборке, и в случае подтверждения ее адекватности система может быть использована для прогнозирования россыпного потенциала на площадях, сходных по геолого-структурным и металлогеническим характеристикам с полигоном моделирования. Метод получил подтверждение на участке Сергиваньский. Создаваемая система позволяет собирать, хранить, обрабатывать и визуализировать данные на всех этапах процесса создания прогнозных оценок. Система не требует специализированных данных и использует данные стандартных геологических отчетов и картографические материалы. Применение методики основано на стандартных алгоритмах и не требует от оператора высокой квалификации и обширного геологического опыта.

Работы проведены в рамках государственного задания по программе № 0136-2019-0006.

Литература

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, экология. СПб: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 773–787.

Лаломов А.В., Григорьева А.В., Бочнева А.А., Магазина Л.О., Чефранов Р.М. Редкометалльные россыпи Ловозерского массива // Разведка и охрана недр. 2019. № 1. С. 51–56.

Лаломов А.В., Чефранов Р.М. Разработка метода прогнозирования потенциала россыпей на основе формализации факторов россыпеобразования на базе лопаритовых россыпей Ловозерского массива // Арктика: экология и экономика. 2020. № 4 (40). С. 54–65.

Указ президента Российской Федерации от 01.12.2016 г. № 642 «О Стратегии научно-технологического развития Российской Федерации» [Электронный ресурс]. 2016. <http://www.kremlin.ru/acts/bank/41449> (дата обращения 08.02.2021).

Чижова И.А., Лобанов К.В., Волков А.В. Логико-информационные модели для прогноза и оценки новых месторождений золота в Арктической зоне России // Арктика: экология и экономика. 2019. № 4(36). С. 107–117.

Д.М. Вурмс¹, Е.В. Кислов^{1,2}

¹ – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
vurms@list.ru

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Сравнение состава хромшпинели хромитов Йоко-Довыренского расслоенного и Маринкина концентрически-зонального ультрамафит-мафитовых массивов (Северное Прибайкалье)

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шилы вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, счи-

тающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы – линзы и жилы с резкими контактами – связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

На наш взгляд, трудно представить формирование массивных хромититов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинели, как и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. В связи с этим изучены хромититы верхнепротерозойских дунит-троктолит-габбровых интрузивов Йоко-Довыренский и Маринкин в Северном Прибайкалье. В хромититах Маринкина массива встречается «чистая» шпинель, резко отличающаяся от хромшпинели [Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020] и поэтому не использовавшаяся в сравнении.

Маринкин массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим) выше устья р. Ирокинда. Вдоль длинной оси северо-западного направления (320–330°) плутон прослеживается на 5.5 км; максимальная ширина в северо-западной части 4 км, в средней – 2 км, площадь – 11 км². Массив концентрически-зональный. Дуниты и плагиодуниты слагают ядро в форме эллипса площадью 2 км². По ним местами развиваются серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Габбро и троктолиты практически повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит- и соссюрит-актинолитовыми породами. Ультраосновные и основные породы связаны взаимными переходами и считаются внутрикамерными дифференциатами.

Нами изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели. Это массивные неоднороднозернистые породы с бластопорфировой или гранулярной структурой. Хромититы обнаружены на вершине гольца, что необычно для такого оруденения, для которого более характерно нахождение в придонных частях интрузивов. Широко развиты первичные флюидсодержащие минералы. Идиоморфные включения хлорита в хромшпинели показывают, что зерна последней формировались путем собирательной перекристаллизации. Необычны реликтовый серпентин и незначительная серпентинизация, немагматический состав включений в хромшпинели, оливине и сульфидах интерстициального парагенезиса, неоднородный состав оливина и хромшпинели, клавишное погасание и ламелли в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита без Ti. Особенности Маринкина массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов [Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020].

Расслоенный *Йоко-Довыренский массив* представляет собой линзовидное тело 26 × 3.5 км, залегающее субсогласно карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сынырского рифта в 80 км севернее озера Байкал. Входит в состав Сынырско-Довыренского вулcano-плутонического комплекса. Особенность плутона – большое число ксенолитов вмещающих пород, превращенных в магнезиальные, известково-магнезиальные скарны и роговики. Размеры ксенолитов варьируют от первых сантиметров до 100–150 м. Большинство апокарбонатных магнезиальных скарнов залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный со структурой массива [Кислов, 1998].

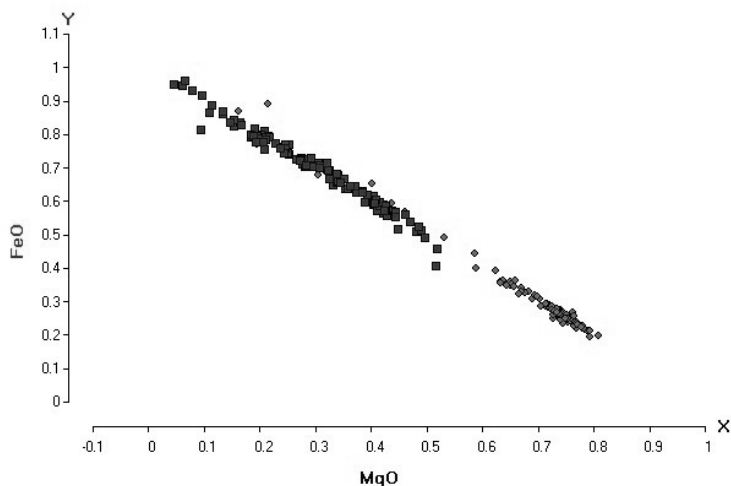


Рис. 1. Отношение FeO (мас. %) к MgO (мас. %) хромшпинелей Маринкина (квадраты) и Йоко-Довыренского (ромбы) массивов.

Хромититы – чаще всего шпировидные сегрегации хромшпинели до 0.5–1.0 м в длину и 10–20 см в ширину, состоящие на 40–60 % из идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Породообразующие минералы отличаются по составу от минералов других пород массива. Выявлено большое количество флюидсодержащих первичных минералов, минералов метасоматического парагенезиса. Сделан вывод, что хромититы представляют собой высокохромистые эндоскарны магматического этапа [Кислов и др., 2020; Kislov, Khydyakova, 2020].

Основная часть хромшпинели хромититов Маринкина массива характеризуется железистостью $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ от 0.4 до 0.95, Йоко-Довыренского – 0.2–0.4, выше только у явно позднего хроммагнетита (рис. 1). Хромистость $\text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$ хромшпинели хромититов Маринкина массива составляет 0.3–1.3, Йоко-Довыренского – 0.02–0.90 (рис. 2).

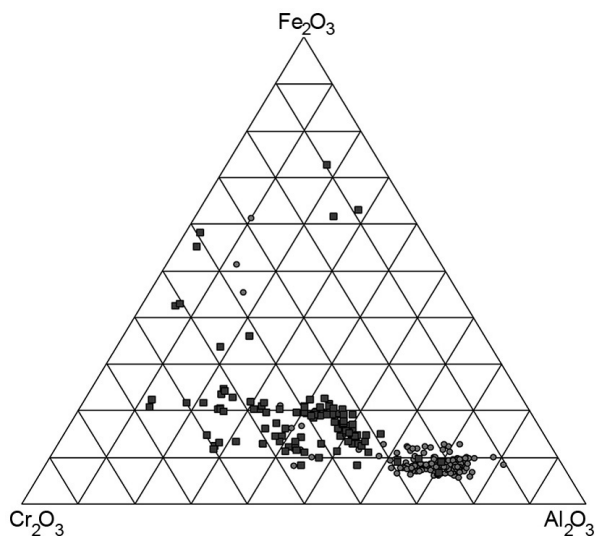


Рис. 2. Тройная диаграмма Cr_2O_3 – Fe_2O_3 – Al_2O_3 (мас. %) хромшпинелей Маринкина (квадраты) и Йоко-Довыренского (кружки) массивов.

Ранее хромшпинель хромититов Йоко-Довыренского массива описывалась как пикотит и хромпикотит с преобладанием Al над Cr [Пушкарев и др., 2003]. Хромшпинель Маринкина массива по такой классификации должна быть преимущественно алюмохромитом до хромпикотита. В соответствии с современной классификацией [Bosi et al., 2019] хромшпинель Маринкина массива должна быть отнесена к хромит-герцититу $(\text{Fe}_{0.4-0.95}\text{Mg}_{0.05-0.6})(\text{Al}_{0.3-1.3}\text{Cr}_{0.3-1.3}\text{Fe}_{0.2-1.3})\text{O}_4$, а Йоко-Довыренского – к шпинели $(\text{Mg}_{0.6-0.8}\text{Fe}_{0.2-0.4})(\text{Al}_{0.2-1.2}\text{Cr}_{0.02-0.9}\text{Fe}_{0.1-0.4})\text{O}_4$.

Таким образом, хромититы пространственно, вещественно и геохронологически близких массивов резко отличаются друг от друга. При этом Йоко-Довыренский расслоенный интрузив рифтогенный, его хромититы – высокохромистые эндоскарны магматического этапа [Кислов и др., 2020; Kislov, Khudyakova, 2020]. Маринкин путон концентрически-зональный островодужный, его хромититы метаморфогенные, сформировались при регенерации дунитов [Пушкарев и др., 2003; Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020]. Различие в генезисе определяет значительную разницу как в составе хромшпинели, как и в наборе парагенетических минералов.

Работа выполнена в рамках НИР «Рудообразующие системы разновозрастных складчатых поясов южного обрамления Сибирского кратона: геолого-генетические модели месторождений благородных, редких и цветных металлов» (№ гос. рег. АААА-А21-121011390003-9) при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием оборудования ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

Литература

- Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вантеев В.В. Йоко-Довыренский массив, Северное Прибайкалье: хромититы метасоматического происхождения // Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах. Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. С. 53–56.
- Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Малышев А.В., Вантеев В.В. Маринкин ультрамафит-мафитовый массив (Средне-Витимская горная страна): специфика образования оруденения // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века в изучении субмаринных месторождений. Миасс/Екатеринбург: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 79–83.
- Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чауухин И.С., Кислов Е.В., Щапова Ю.В., Галахова О.Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник-2002. ИГГ УрО РАН, 2003. С. 215–223.
- Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. Vol. 31. P. 183–192.
- Kislov E.V., Khudyakova L.I. Yoko-Dovyren layered massif: composition, mineralization, overburden and dump rock utilization // Minerals. 2020. Vol. 10. 682.
- Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Malyshev A.V., Vanteev V.V. Concentrically-zoned mafic-ultramafic Marinkin massif, Middle Vitim Highland, Baikal region, Russia: inclusions in chrome spinel – key to mineral formation processes // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Proceedings of the 10th All-Russian Youth Scientific Conference (S. Votyakov, D. Kiseleva, V. Grokhovsky, Yu. Shchapova, Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2020. P. 111–118.