

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. Кизиллов указывал, что структура месторождения не соответствует стратиформному строению: с глубиной количество рудных тел не увеличивается [Кизиллов, 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 [Кизиллов, 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-

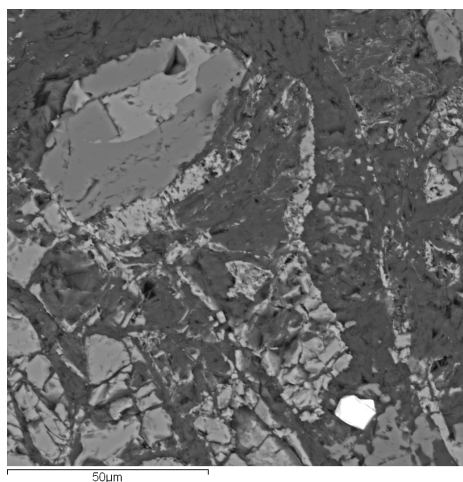


Рис. 1. Зерно – срastание хромита (серый) и уваровита (темно-серый) с оторочкой высокохромистого хромита (светло-серый) в агрегате хромита и хлорита, зерно лаурита (белый), обр. S 12-17.

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 слагаются, 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

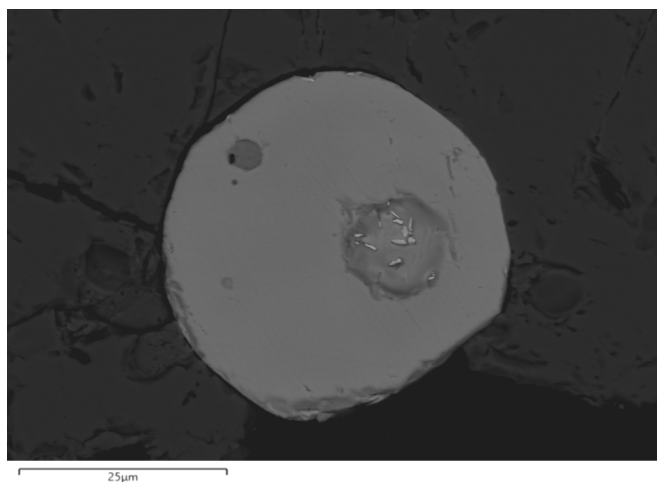
FeO – до 22 мас. %. Встречаются рутил (с Cr и V), ильменит (с Cr, Mg, Mn, включениями хлорита, срastанием с цирконом), бадделейт (с Ti), цирконолит, магнетит (с Al, Cr и Mg), массикот. Отмечен сильвин с примесью Fe и Na. Наиболее распространенный сульфид – миллерит (замещается фалкондоитом), встречаются 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), торианита (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 срastания), иридосминсыертскит (с Ru, иногда с оторочкой амфибола), лаурит, рутил (с Cr), идиоморфные зерна и лейсты хлорита, массикот, зачастую с геометрически правильными очертаниями, образующий также срastания с хромитом. Отмечено зерно Os-лаурита с огранным 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 ламелями ильменита, обрастающее ильменитом и срastающееся 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-эрликманита, в правом верхнем углу включение халькозина, в левом нижнем – Иг-эрликманита 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 пумпеллитовых 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 лауритов по разрезу (высокорутеневые – 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 H₂O, включения идиоморфных зерен и лейст хлорита, кристаллов массивота, включение лаурита с кристаллографически ограненным 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. Используются 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., Коришунов 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].