Флюидосодержащие минералы дунитов Маринкина ультрамафит-мафитового массива, Средне-Витимская горная страна - индикаторы рудогенеза хромититов

Кислов Е.В.

Геологический институт СО РАН, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

Каменецкий В.С.

Геологический институт СО РАН, Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Вантеев В.В.

Геологический институт СО РАН, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, vanteev997@mail.ru

Малышев А.В.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, waylander6@mail.ru

АННОТАЦИЯ: Изучены дуниты с хромитовой минерализацией Маринкина концентрически-зонального массива. На основе изучения вещественного состава сделан вывод, что хромититы сформировались в процессе регенерации дунитов. Хлорная специфика флюидосодержащих минералов соответствует островодужной обстановке формирования интрузива.

Fluid-containing minerals from dunites of Marinkin ultramafic-mafic massif, Middle-Vitim mountain country - indicators of chromite ore genesis

Kislov E.V.

Geological Institute of SB RAS, Buryat state University, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

Kamenetsky V.S.

Geological Institute of SB RAS, Institute of Experimental Mineralogy of RAS, Chernogolovka, Russia, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Vanteev V.V.

Geological Institute of SB RAS, Buryat state University, Ulan-Ude, Russia, vanteev997@mail.ru

Malyshev A.V.

Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia, waylander6@mail.ru

ABSTRACT: Dunites with chromite mineralization of the Marinkin concentric-zonal massif have been studied. Based on the study of the material composition, it is concluded that chromitites were formed during the regeneration of dunites. The chlorine specificity of fluid-containing minerals corresponds to the island-arc environment of the intrusive formation.

ВВЕДЕНИЕ

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, считающиеся 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 как формирование массивных хромититов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинели, так и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по опреде-

лению 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.

ОБЪЕКТ

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим) выше устья р. Ирокинда. Массив закартирован Г.А. Кибановым в 1961-1963 гг. В 1964 г. при геологической съемке 1:50 000 В.С. Косинов отметил вкрапленность сульфидов и хромититы. В 1968 г. проведено детальное изучение интрузива [6]. Впоследствии изучалась в основном петрология плутона, но информация о нем публиковалась только в тезисах [4, 5, 9] и обзорных монографиях [1, 2, 8].

Вдоль длинной оси северо-западного направления ($320-330^\circ$) pluton прослеживается на 5.5 км. Максимальная ширина в северо-западной части 4 км, в средней – 2 км; площадь – 11 км². Врез руч. Маринкин полностью вскрывает массив по вертикали на 700 м: в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы.

По данным Sm-Nd метода возраст интрузива составляет 825 ± 12 млн лет [3]. Маринкин массив отнесен к островодужной ассоциации [8]. Спектры РЗЭ сходны с таковыми других островодужных массивов (Аккермановский, Кирпичнинский, Гальмознанский, Лукиндинский, Мунилканский, Нуралинский, платиноносный пояс Урала). Массив сформировался в неопротерозойский этап ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, связанный с формированием Байкало-Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы. Вмещающие граниты близки к плагиогранитам руч. Кривой с возрастом 815 млн лет [7], ранее относимым к муйскому габбро-диорит-плагиогранитному комплексу.

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 сосюрит-актинолитовыми породами. Ультраосновные и основные породы связаны взаимными переходами и считаются внутрикамерными дифференциатами.

Минералы достаточно постоянные по составу. Оливин – хризолит ($f = 9-16.3\%$), плагиоклаз – битовнит, реже анортит (An_{70-94}), клинопироксен – субкальциевый низкоглиноземистый высокомагнезиальный авгит ($f = 13-23\%$), ортопироксен – алюмобронзит ($f = 16.2\%$), амфибол – низкотитанистая роговая обманка ($f = 19\%$), содержание Cr_2O_3 в хромшпинели составляет 19-32% [1].

ОРУДЕНЕНИЕ

Ультраосновные породы Маринкина массива повсеместно содержат вкрапленность сингенетичной аксессуарной хромшпинели от 2 до 10 %. Хромшпинель неравномерно рассеяна в дуните и образует изометричные зерна и октаэдры от сотых долей миллиметра до 0.6 мм. Мелкие кристаллы присутствуют в виде включений в оливине, более крупные, располагаясь кучно, тяготеют к стыкам зерен оливина. Хромшпинель содержит включения. В меланотроктолитах хромшпинель образует мелкие (до 0.5 мм) равномерно рассеянные октаэдры, часто с включениями, встречается как в интер-

стициях, так и в плагиоклазе, реже в оливине. Содержание Cr_2O_3 в дунитах и плагиодунитах достигает 1.5%.

Массивные и густовкрапленные хромититы в пределах дунитового ядра описали В.С. Косинов и Э.Л. Прудовский [6]. Хромититы слагают линейную зону протяженностью около 300 м и мощностью около 1 м, прослеженную по обломкам и глыбам в делювиальных развалах. Обломки хромититов отмечены и в других местах дунитового ядра. Визуально хромититы представляют собой среднезернистую породу черного цвета с округлыми зернами коричневого оливина. В контактовых частях рудной зоны количество оливина возрастает до 30-50%, хромитит приобретает пятнистый облик.

Хромшпинель образует кристаллы с преобладающей формой октаэдра, ксеноморфные зерна размером до 3-4 мм. Ее содержание в хромитите составляет от 50 % в густовкрапленных хромититах до 90 % в массивных. Минерал зачастую насыщен включениями. В массе хромшпинели отмечаются зерна и сростки кристаллов оливина. Их периферические части на границе с хромшпинелью содержат до 20-30 % мелких вростков хромшпинели. Центральная часть зерен и сростков оливина свободна от них. По периферии хромшпинель иногда окружена каймами магнетита или содержит его пластинки. В интерстициях отмечены оливин, карбонаты и пентландит, образующий червеобразные вростки в хромшпинели на контакте с оливином. Содержание Cr_2O_3 в хромитите достигает 18.87 %.

МЕТОДЫ

Образцы хромититов были залиты эпоксидной смолой, в сухую отшлифованы наждачной бумагой размерностью 800 μ м, отполированы алмазной пастой на масляной основе размерностью 1 μ м и очищены растворителем на нефтяной основе шеллитом. Шлифовка и полировка были выполнены с использованием керосина в качестве смазки во избежание утраты растворимых компонентов образцов. Крупнозернистая наждачная бумага использовалась в связи с большой разницей твердости силикатов и карбонатов, чтобы избежать потери более мягких минералов. Образцы были проанализированы растровым электронным микроскопом Hitachi SU-70 в Университете Тасмании, Австралия. Из образцов также изготавливались стандартные плоскополированные шлифы на эпоксидной смоле, проанализированные на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) в ГИН СО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для дунитов с повышенной вкрапленностью хромшпинели в обнажении характерны изометричные формы отдельности и черный цвет выветрелой корки. Это массивные неоднородно-зернистые породы. Структура напоминает бластопорфировую или гранулярную. Породы черные - оливин насыщен мельчайшими лапками хромита и магнетита, образовавшимися в результате распада твердого раствора. Наблюдается их собирательная перекристаллизация. Оливин образует зерна размером от десятых долей до 10 мм. Расположение зерен крайне неоднородного размера незакономерное вплоть до включений мелких зерен оливина в крупных. Некоторые зерна оливина имеют клавишное погасание. Мелкие идиоморфные зерна однородные. В оливине включения магнетита, хлорита (с включениями пентландита, пирротина, магнезита), доломита (с включениями магнезита), сидерита, галита, брусита, диопсида, амфибола, аспидолита, халькопирита, пентландита, лейстоподобные реликты серпентина (с включениями пентландита). Хлорит и доломит образуют агрегаты в стыках зерен оливина, для хлорита характерны всевозможные формы сростков кристаллов. На некоторых участках в зернах оливина по краям внедряются кристаллы хлорита, из-за чего границы зерен оливина приобретают зазубренные очертания. Зерна оливина пересекаются трещинами, заполненными доломитом, иногда с пленками гидроксидов железа.

Хромшпинель представлена идиоморфными доксерноморфными зернами до 1.5 мм, распределена по шлифу равномерно. Зерна меньшего размера и повышенного идиоморфизма образуют включения в оливине. В пределах зерен хромшпинели нередко отмечаются участки разного состава вплоть до чистого хромита. В некоторых зернах отмечено замещение по периферии и трещинам феррохромитом. В большинстве зерен хромшпинели наблюдаются включения оливина, хлорита, галита, доломита, амфибола (с включениями хлорита и пентландита), хлорамфибола (с включениями ортопироксена, хлорапатита, пирротина и халькопирита), диопсида, флогопита, аспидолита, хлорапатита, пирротина, пентландита, халькопирита, сфалерита, брусита, магнетита, кальцита, анкерита, магнезита, эпидота, серпентина, возможно хлоридов Ca, Mg, K, Fe (рис. 1). Нередко минералы включений с оторочкой хлорита. Диопсид во включениях обростает то амфиболом, то оливином. Иногда это «незамкнутые атоллы». Иногда периферийная часть зерен хромшпинели насыщена идиоморфными лейстами хлорита. Отмечены галенит-пентландитовые про-

жилки по трещинам. Хромшпинель образует сростания со шпинелью и хлорапатитом, часто окружена хлоритом и доломитом, с которыми встречаются брусит, халькопирит, пентландит и флогопит, нередко корродируется и даже замещается ими. Брусит и доломит часто содержат железо. Реже отмечается оторочка диопсида. На контакте с хромшпинелью среди неизмененного оливина с эпидотом отмечен турмалин ферувит.

Рис. 1. Включения в хромшпинели в образце 27-15 (СЭМ): доломит (в центре, высокий рельеф), хлорит (верхняя и нижняя части включения в центре, включение слева сверху), галит (маленькие светлые кубики)

Амфибол образует включения в хромшпинели, зерна в основной массе, хлорит-доломитовом агрегате, иногда неоднородный по составу (Ti, Al, Fe, Na, Cl), содержит до 5% Cl и включения ильменита. Шпинель наблюдается в виде идиоморфных зерен, включений в оливине, обростания хромшпинели. На контакте с хромшпинелью отмечается V-содержащий хроммагнетит. Магнетит образует идиоморфные зерна, прожилки, а также ламеллы и цепочки каплеобразных выделений в оливине. Хлорит и доломит формируют идиоморфные зерна, агрегаты. Отмечены «карманы» в зернах оливина, сложенные доломитом и хлоритом с подчиненными амфиболом, хромшпинелью, халькопиритом. Зерна оливина пересекаются трещинами, выполненными доломитом, иногда с пленками гидроксидов Fe. Реже встречаются магнезит, сидерит, кальцит, анкерит. Брусит, магнезит, кальцит и доломит часто содержат Fe, доломит – Sr, Mn. Кальцит иногда содержит Mg, включения магнезита. Встречено идиоморфное зерно магнезита с центральной зоной доломита. Зерна сульфидов до 0,5 мм, часто состава пентландит ± пирротин ± халькопирит (иногда со структурами распада пентландита) ± хромшпинель ± хромит, сростания с хлорапатитом, амфиболом, магнетитом, магнезитом, включения доломита, барита, магнезита, сидерита, хлорита

и серпентина. Обычно зерна сульфидов интерстициальные, в том числе в центральной части агрегатов доломита. Отмечены как идиоморфные зерна халькопирита и пентландита в оливине, так и прожилки пентландита, пирротина, халькопирита по трещинам в нем. Среди агрегата оливина, амфибола и хлорамфибола обнаружена интерстиция: стенки - Mg-содержащий магнетит, далее - пентландит, халькопирит, сфалерит и кубанит, в центре - магнетит с Mg и Ni, сидерит с Zn, Ni, Mg, Mn, гетит с Mg. Отмечены замещение магнетитом по периферии, трещинам и пятнами, оторочки и замещение сидеритом. Пентландит по трещинкам замещается миллеритом. Среди оливина найден кубанит. В магнетите отмечено зерно гринокита CdS с изоморфной примесью Fe, Cu и Zn.

ВЫВОДЫ

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. Хромиты 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, не содержащего Ti. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов. Хлорная специфика флюидсодержащих минералов соответствует островодужной обстановке формирования интрузива.

Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337 с использованием возможностей Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.
2. Грудинин М.И. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.
3. Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
4. Кислов Е.В., Малышев А.В., Вантеев В.В. Маринкин ультрамафит-мафитовый массив, Средне-Витимская горная страна – геодинамика и состав рудообразующего комплекса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Пятая Всерос. науч. конф. с междунар. участием: сб. докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2018. Т. 1. С. 33–36.
5. Кислов Е.В., Малышев А.В., Орсов Д.А., Балыкин П.А. Маринкин массив – платинометалло-медно-никелевое рудопоявление в Средне-Витимской горной стране // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 222–225.
6. Прудовский Э.Л., Грудинин М.И. Особенности геологического строения и вещественного состава дунит-троктолитового массива Маринкин (Средне-Витимская горная страна) // Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1972. С. 13–14.
7. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.
8. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.
9. Kislov E.V., Malyshev A.V., Orsoev D.A. Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia // Northwestern Geology. 2009. Vol. 42. P. 185–188.