Флюидосодержащие минералы - показатели метасоматического происхождения хромититов Йоко-Довыренского массива, Северное Прибайкалье

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

АННОТАЦИЯ: Изучены хромититы в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива. Породообразующие минералы отличаются по составу от минералов других пород массива. Выявлено большое количество флюидсодержащих первичных минералов, минералов метасоматического парагенезиса. Хромититы представляют собой высокохромистые эндоскарны магматического этапа. Хлорная специализация флюидсодержащих минералов объясняется формированием массива в условиях континентального рифтогенеза на пассивной океанической окраине.

Fluid-containing minerals - chromitites metasomatic origin indicators, Yoko-Dovyren massif, North Baikal Region

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

ABSTRACT: Chromitites from contaminated dunites of the Yoko-Dovyren dunite-troctolite-gabbro massif have been studied. Rock-forming minerals differ in composition from minerals of other rocks of the massif. A large number of fluid-containing primary minerals, minerals of metasomatic paragenesis, were found. The chromitites represent a high-Cr skarns of magmatic stage. The Cl specialization of fluid-containing minerals is explained by the massif formation in the conditions of continental rifting on the passive oceanic margin.

ВВЕДЕНИЕ

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпильки вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафитовых 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 определению не кристаллизовались из магмы. За-

частую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм.

ОБЪЕКТ

Формирование хромититов изучено на примере Йоко-Довыренского массива. Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый интрузив расположен в 60 км северо-восточнее оз. Байкал (Северное Прибайкалье, Россия). Это линзовидное тело 26×3.5 км залегает субсогласно карбонатно-терригенных (преимущественно черносланцевых) толщ Сыннырского рифта [3, 7]. Входит в состав Сыннырско-Довыренского вулканоплутонического комплекса возрастом ~728 млн. лет [1] относящегося к Иркутской крупной изверженной провинции [4, 12]. Особенность плутона - большое число ксенолитов вмещающих пород, превращенных в магнези-

альные, 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, субогласный со структурой массива [3, 5, 6, 13]. Скарны малоглубинные высокотемпературные.

К зоне развития магнезиальных скарнов в левом борту верховьев ручья Большой приурочены верлиты, диопсидиты и хромититы. Эндоконтактовые верлиты и жильные диопсидиты отличаются широкими вариациями структур и минерального состава. Клинопироксен (диопсид до фассаита) образует наиболее крупные идиоморфные выделения, включающие изометричные резорбированные зерна оливина, кристаллы черной и зеленой шпинели. Оливин, реже пироксен, серпентинизированы по трещинам. Характерны гнезда, прожилки кальцита, хлорита амезита, крупные выделения сульфидов. Хромититы - чаще всего шпировидные сегрегации хромшпинели до 0.5-1 м в длину и 10-20 см в ширину (рис. 1), состоящие из 40-60% идиоморфной хромшпинели. Реже отмечаются жилки массивных хромититов до 2 см мощностью. Для них типичны оливин, ярко-зеленый клинопироксен, хлорит, зеленый или зеленовато-бурый гранат. Клинопироксен и хлорит часто обрастают зерна хромшпинели.

Ранее силикатные включения в хромшпинели описаны как единичные (редко 2-3), состоящие из паргасита и флогопита с высокими содержаниями Ti, Cr, Na, а также хлорита и карбоната. В качестве механизмов образования включений предложены футлярный рост, вызванный обогащением магмы водой и щелочами при взаимодействии с породами ксенолитов, или посткумулусная перекристаллизация хромшпинели [2].

Хромшпинель хромититов определена как пикотит и хромпикотит с преобладанием Al над Cr. Оливин характеризуется более высокой магнезиальностью ($Mg\# = 0.97-0.89$) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов ($Mg\# = 0.87-0.85$) и в несколько раз более высокими содержаниями CaO (до 1.2 %, в среднем 1%). Клинопироксен ярко-зеленого цвета характеризуется высокими содержаниями Al_2O_3 (6-8%), Cr_2O_3 (1%) и TiO_2 (0.5-0.7%) [7, 8].

Мессбауэровские исследования хромшпинели и квантохимические расчеты показали, что температуры оливин-хромитового равновесия отвечают 1000-1130°C при фугитивности кислорода примерно на одну единицу логарифма выше буфера FMQ [8, 9]. Образование хроми-

титов объяснено реакцией разложения доломитов, захваченных пикритобазальтовой магмой [13] и высвобождения большого объема CO_2 - сильного окислителя. Значительный рост фугитивности O в околоскарновом пространстве должен был привести к усилению кристаллизации оксидных минералов [8, 9].

Рис. 1. Слева и по центру два прослоя хромититов, параллельных магнезиальному скарну (справа), образец B1b. Фото В.И. Урбаева

МЕТОДЫ

В ходе этого исследования изучен минеральный состав хромититов. Образцы были залиты эпоксидной смолой, в сухую отшлифованы наждачной бумагой размерностью 800 μm , отполированы алмазной пастой на масляной основе размерностью 1 μm 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

Структура породы панидиоморфнозернистая. Породообразующие минералы – оливин, диопсид и хромшпинель. Оливин зеленовато-бурый на свежем сколе и желтый на выветрелой поверхности. Представлен изометричными идиоморфными зернами размером от 0.2 мм до 4-5 мм преимущественно кристаллографических очертаний. Образует также округлые включения в более крупных зернах оливина, диопсида

и хромшпинели. Характерна ярко выраженная отдельность, напоминающая совершенную спайность, определяемая микроскопическими ламелями монтчеллита, сформированными распадом твердого раствора высокальциевого оливина [11]. Зачастую для оливина характерны вариации по составу, пятнистое распределение разных составов, реже зональность с увеличением железистости к периферии. В оливине отмечены включения хромшпинели, магнетита (иногда с включениями диопсида), монтчеллита (округлые, ограненные или лейстообразные), диопсида (округлые или лейстообразные), хлорапатита, пирротина, галита, хлоридов кальция, магния, железа, бария и калия. По многочисленным трещинкам развиты серпентин, хлорит, кальцит, магнетит.

Ярко-зеленый диопсид образует оторочки кристаллов хромшпинели и пойкилокристы, включающие а, возможно, и разъедающие округлые зерна оливина. Отмечены включенияgrossуляра (как отдельные зерна, так и прожилки), магнетита, хроммагнетита, хромшпинели, хлорита, хлорапатита. Иногда на диопсид нарастает мелилит.

Хромшпинель черного цвета образует крупные изометричные зерна размером от 1 до 3 мм. При одном николе изотропная черного цвета с красноватым оттенком. Большинство зерен разбито трещинками, заполненными серпентином, хлоритом, кальцитом, магнетитом. Для зерен хромшпинели свойственны участки разного состава: высоко- и низко-глиноземистого вплоть до хромита с одной стороны и бесхромовой цинксодержащей шпинели с другой, оторочки, жилки, цепочки зерен хроммагнетита. Встречен кристалл хромшпинели, один угол которого сложен титаномагнетитом и отделен трещиной, заполненной хлоритом. Во флогопите отмечено футлярообразное зерно хромшпинели состава, в мас. %: 0.7 TiO₂, 11.05 Al₂O₃, 32.83 Cr₂O₃, 47.3 FeO, 7.4 MgO, 0.54 V₂O₃.

Включения в хромшпинели образуют хлорит, диопсид (иногда с включениями нефелина), оливин, магнетит, титаномагнетит, хроммагнетит, хромит, grossуляр, паргасит, флогопит, апатит, хлор-, фторапатит, везувиан (иногда зональный), нефелин, кустидин, галит, пентландит, кальцит (редко с примесью Fe и Mg), серпентин, мелилит, перовскит, халькопирит, джерфшерит, галенит (рис. 2). Диопсид во включениях иногда последовательно обрастает grossуляром, затем хлоритом. Непосредственно на границе с включением иногда развивается хроммагнетит, реже – хромит.

В основной массе хромитов отмечены хлорит, grossуляр (иногда ядра кристаллов сло-

жены гидроgrossуляром или хроммагнетитом), флогопит, хлор-, фторапатит, кальцит, магнетит, пентландит, халькопирит, пирротин, галенит, магнезиальный сидерит. Отмечен прожилок диопсида, grossуляра, апатита, хроммагнетита, хлорита среди более крупных зерен оливина. Встречена Ca слюда клинтонаит CaAlMg₂(SiAl₃)O₁₀(OH)₂, характерная для скарнов, во включении в хлорапатите и на контакте хромшпинели и диопсида.

Рис. 2. Включение в хромшпинели, обр. 14-15

Зерна сульфидов содержат включения оливина и магнетита. Отмечены ксеноморфные зерна сульфидов по отношению к лейстам хлорита, пронизывающим их во всех направлениях. Встречено зерно пентландита с включением галенита и зональных кристаллов хроммагнетита с оторочкой магнетита. Между кристаллами хромшпинели встречен пентландит-кальцит-магнетитовый агрегат. Первичные сульфиды замещаются магнетитом, хроммагнетитом, борнитом, купритом, оксидами, гидроксидами, карбонатами Fe.

Серпентин, кальцит, хлорит выполняют трещины. В их прожилках обычен магнетит, встречаются галенит, кубанит. Прожилки кальцита крупнее - длиной 2-2.5 мм при ширине 0.1-0.2 мм. Кальцит и хлорит выполняют интерстиции зерен оливина, слагают идиоморфные зерна. В идиоморфных зернах кальцита встречаются пирротин-пентландитовые, пентландит-магнетитовые зерна.

ВЫВОДЫ

Таким образом, для хромитов Його-Довыренского массива характерна неоднородность по составу оливина и хромшпинели, которые обычно быстро уравниваются в магматической обстановке. Оливин содержит больше Mg и Ca, диопсид - Al, Cr, Ti, хромшпинель - Al в отличие от минералов интрузивных пород массива. Выявлено большое количество флюидсодержащих первичных минералов, не типичных для плутона в целом. Характерен метасоматический парагенезис минералов: grossуляр, монтчеллит, везувиан, кустидин, кальцит, сидерит, мелилит, перовскит, клинтонаит,

джер-фишерит. Необычны для такой ассоциации нефелин, галит и другие хлориды. Это свидетельствует о том, что хромититы в контаминированных дунитах Йоко-Довыренского массива представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикритобазальтового расплава с CO_2 флюидом и избыточным Са, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов. Хлорная специализация флюидсодержащих минералов может объясняться формированием массива в условиях континентального рифтогенеза на пассивной океанической окраине.

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А17-117011650012-7 при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-05-00337. Изучение массива, экспедиционное исследование и опробование хромититов частично проведены при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-17-10129. Использованы возможности Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. - 2013. - № 11. - С. 955-972.
2. Кислов Е.В. Силикатные включения в хромшпинелях эндоконтактовых дунитов Йоко-Довыренского массива // Геология и геофизика. - 1990. - №10. - С. 47-50.
3. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. - Улан-Удэ: Изд. БНЦ СО РАН, 1998. - 265 с.
4. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Сёдерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. - 2016. - Т. 57, № 5. - С. 1043-1057.

5. Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. - М.: Наука, 1979. - С. 85-96.
6. Перцев Н.Н., Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Некрасов А.Н. Магнезиальные скарны мервинитовой фации из ксенолитов в дунитах Довыренского расслоенного массива // Петрология. - 2003. - т. 11, N 5. - С. 512-523.
7. Пушкарев Е.В., Кислов Е.В. Хромититы Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) как эндоскарны в контаминированных дунитах // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия. Матер. междунар. конф. 6-9 сентября 2005 г. Энхалук на Байкале. - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2005. - С. 89-93.
8. Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В., Шапова Ю.В., Галахова О.Л. Рудные хромшпинелиды Йоко-Довыренского расслоенного массива (Северное Прибайкалье): состав, особенности структуры и условия образования // Ежегодник-2002. - Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. - С. 215-223.
9. Пушкарев Е.В., Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Кислов Е.В. Оливин-хромшпинелевая окситермобарометрия ультрамафитов Йоко-Довыренского расслоенного массива // Доклады РАН. - 2004. - Т. 395, №1. - С. 108-112.
10. Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокигская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные // Геотектоника. - 2002. - № 1. - С. 29-41.
11. Bailau R., Pertsev N.N., Kislov E.V., Galuskin E.V. Olivine with perfect cleavage from Yoko-Dovyren massif, Russia // Mineralogia – Special Papers. - 2008. - V. 32. - P. 41.
12. Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. - 2016. - V. 9, No 6. - P. 464-469.
13. Wenzel T., Baumgartner L.P., Brüggmann G.E., Konnikov E.G., Kislov E.V. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren Intrusion (North Baikal Region, Russia) // Journal of Petrology. - 2002. - V. 43, № 11. - P. 2049-2074.