

Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru

Вариации состава аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака (Южный Урал) и их генетическое значение

Изучению геохимической неоднородности аксессуарной и рудной хромшпинелидовой минерализации в офиолитовых и океанических перидотитах посвящены многочисленные работы. Установлено, что для офиолитовых шпинелидов весьма характерны широкие вариации отношения Cr/Al, небольшие изменения отношения Mg/Fe и в целом низкое содержание TiO₂. Рудообразующие хромшпинелиды из офиолитов группируются в два контрастных типа – высокохромистый (металлургический) и высокоглиноземистый (тугоплавкий) [Hock et al., 1986; Поиски..., 1987; Перевозчиков и др., 2000]. В настоящей работе приводятся новые данные по составу аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в рудоносных зонах из различных частей офиолитового массива Крака, и рассматривается их взаимосвязь со структурными особенностями пород.

Офиолитовые ультрамафиты массивов Крака обнажаются в северном замыкании Зилаирского мегасинклинория на западном склоне Южного Урала. Ультрамафиты относятся к лерцолитовому типу офиолитов [Савельева, 1987; Савельев и др., 2008]. Характер распределения в перидотитах РЗЭ слабо деплетированный: уровень содержания всех РЗЭ близок к хондритовому [Савельев и др., 2008]. Состав оливина в перидотитах Крака изменяется от Fa 10–12 в лерцолитах и гарцбургитах до Fa 6–10 – в околорудных дунитах. Для хромшпинелидов характерны довольно значительные вариации отношения Cr/Al, параметр Cr# (Cr/(Cr+Al)) составляет 0.1–0.5 в лерцолитах и гарцбургитах, возрастая в дунитах до 0.6–0.8 (рис.). Величина Mg# (Mg/(Mg+Fe)) достигает максимальных значений в перидотитах (0.6–0.9) и снижается к дунитам и хромититам (0.4–0.7). Содержание TiO₂ в аксессуарных хромшпинелидах обычно ниже предела обнаружения, но иногда достигает значений 0.1–0.2 мас. %. Другие примеси в хромшпинелидах массива имеют низкие содержания. Таким образом, перидотиты Крака соответствуют весьма слабо деплетированным мантийным ультрамафитам и сопоставляются с фрагментами корневых зон континентов либо континентальных рифтовых зон [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008].

По сравнению с этими особенностями ультрамафитов, рудообразующие хромшпинелиды из многочисленных небольших месторождений и рудопроявлений, рассредоточенных в пределах массивов имеют высокохромистый состав. Тела хромититов встречаются на всех четырех массивах Крака (Северном, Узянском, Среднем и Южном), но их наибольшее количество сосредоточено в юго-западной части массива Средний Крака (Саксей-Ключевская площадь) (1) и в западном блоке массива Южный Крака (Апшакская и Башартовская площади) (2) [Савельев и др., 2008].

Все первичные хромититы вмещаются дунитами, но в первом случае они приурочены к мощным и протяженным дунитовым телам на границе мантийного и корового разреза (т. н. палео-Мохо), а во втором – к небольшим по мощности линзовидным и таблитчатым по форме дунитовым телам среди перидотитов. Согласно морфологической классификации [Cassard et al., 1981] большинство тел хромититов относятся к типу «конкордантных месторождений» и характеризуются преобладанием вкрапленных текстур руд.

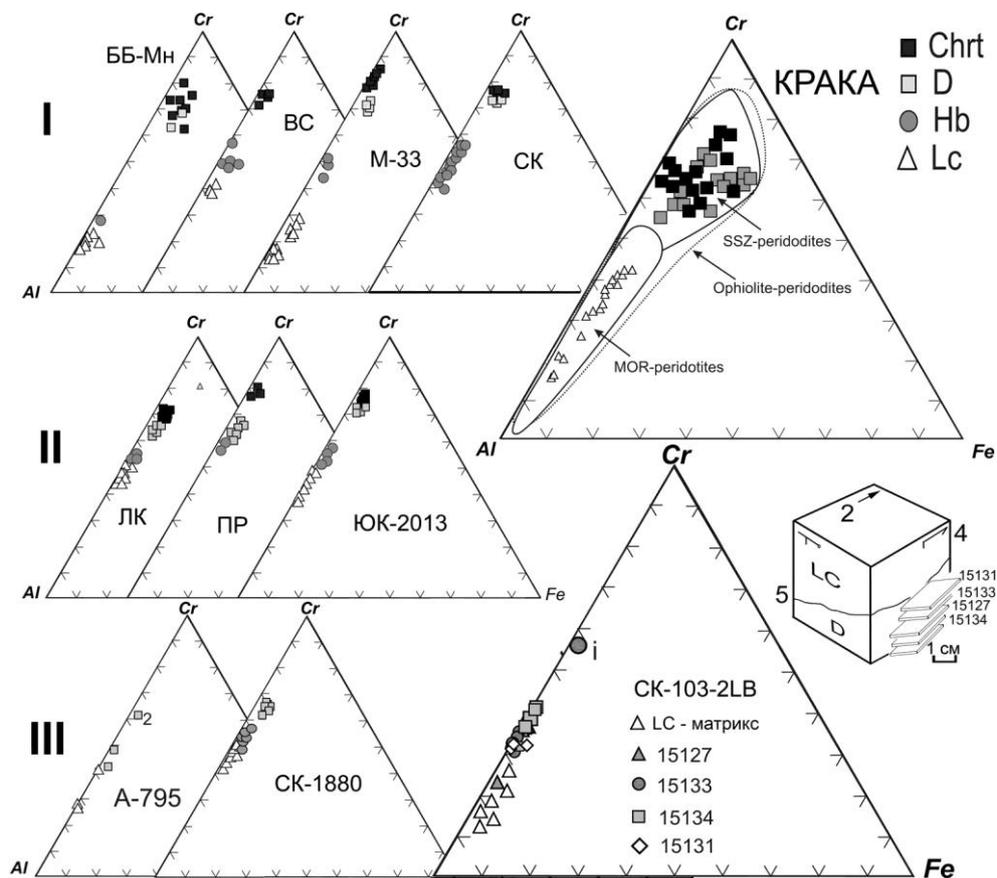


Рис. Состав хромшпинелидов массивов Крака на треугольной диаграмме Al-Cr-Fe³⁺.

Chrt – хромиты, D – дуниты, Hb – гарцбургиты, Lc – лерцолиты; I – месторождения: ББ_Мн – Большой Башарт и им. Менжинского, BC – Верхне-Сарангинское, M-33 – месторождение № 33, CK – Саксейское; II – дунитовые полосы мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами в перidotитах (ЛК – месторождение Лактыбаш, ПР – месторождение Придорожное); III – инициальные дунитовые прожилки мощностью 1–10 см. На диаграмме «КРАКА» показаны составы рудообразующих хромшпинелидов из месторождений и рудопоявлений и аксессуарных хромшпинелидов из перidotитов вдали от рудоносных зон. YUK-2013, A-795, CK-1880, CK-103-2LB – номера изученных обнажений.

Состав хромшпинелидов вкост рудных зон месторождений значительно варьирует. В перidotитах, обрамляющих рудомещающие дуниты, аксессуарные хромшпинелиды высокоглиноземистые (Cr# 0.2–0.5). В дунитах и хромититах отмечается резкое повышение Cr# (0.70–0.85). По разрезу рудных зон отмечается отрицательная корреляция между Cr# и Mg# шпинелидов, хотя иногда встречаются и отклонения от общего правила. Содержание TiO₂ в перidotитах обычно ниже 0.1 мас. % и лишь в отдельных анализах незначительно превышает эту величину (до 0.25 мас. %). Заметное увеличение концентрации титана отмечается в шпинелидах из дунитов и особенно – хромититах (0.1–0.4 мас. % TiO₂).

Таким образом, при рассмотрении составов хромшпинелидов в масштабе рудных зон во всех случаях проявлен «разрыв» в величине $Cr\#$ (см. рис.). Минимальные разрывы характерны для «табулярных тел» вкрапленных руд, а максимальные – для типично подиформных залежей массивного строения. Во всех объектах ультрамафиты обладают хорошо развитой деформационной структурой, выраженной в предпочтительной кристаллографической ориентировке зерен оливина и наличии микроструктурных признаков внутризернового скольжения. Сравнение структурных особенностей ультрамафитов с экспериментальными [Poitier, 1985; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001], убеждает в том, что изученные породы были подвержены мантийному течению, как и большинство офиолитовых ультрамафитов мира [Nicolas et al., 1971; Щербаков, 1990; Чернышов, Юричев, 2013].

Поскольку хромититовая минерализация в офиолитовых массивах всегда связана с дунитами, важную информацию о начальной стадии рудообразующего процесса может дать изучение дунитовых прожилков в перидотитах. Изучение дунитовых полос мощностью 10–50 см с вкрапленными хромититами показало, что вариации состава хромшпинелидов вкрест последовательности перидотит – дунит – хромитит аналогичны рассмотренным выше (см. рис.). С уменьшением мощности дунитов снижается хромистость шпинелидов ($Cr\#$) и исчезает разрыв в значениях $Cr\#$ между перидотитами и дунит-хромититовой ассоциацией.

Исследования образцов перидотитов с тонкими (1–5 см) дунитовыми прожилками позволили зафиксировать начальную стадию формирования дунит-хромититовой ассоциации. Согласно данным рентгеновской томографии распределение хромшпинелидов в объеме дунитовых прожилков неравномерное, они часто сгруппированы в ленты, вытянутые в одном направлении, содержание их повышено по сравнению с перидотитом в 2–3 раза. Породообразующий оливин из перидотитов и дунитового прожилка показывает развитую дислокационную структуру, характерную для мантийных тектонитов. Методами окислительного декорирования в зернах выявлены отдельные дислокации, их стенки, полосы скольжения и наклонные полосы, часто отмечаются участки с развитым поперечным скольжением и блоки с различной плотностью дислокаций.

В тонких дунитовых прожилках обнаружены многочисленные зерна хромшпинелидов с различной степенью кристаллографической огранки, размер которых изменяется от субмикронных до макроскопических зерен. Морфология, локализация и ориентировка зерен закономерно изменяются по мере увеличения их размера. Наиболее тонкие зерна имеют игольчатую форму при длине 5–10 мкм и толщине менее 1 мкм. Они расположены в объеме зерен оливина и ориентированы вдоль направления (010) минерала-хозяина. Более крупные зерна хромшпинелидов шириной первые микрометры и длиной 15–20 мкм располагаются вдоль границ зерен оливина, реже – в объеме зерен параллельно оси (100). Такие зерна редко встречаются отдельно и фиксируются как «апофизы» более крупных хромшпинелидов. Размеры зерен варьируют от 50 до 200 мкм, отмечен постепенный переход их в идиоморфные кристаллы. Синдеформационный рост зерен хромшпинелида часто сопровождается захватом ими фрагментов оливинового матрикса. От контакта дунит-перидотит вглубь дунитового прожилка отношение $Cr\#$ в составе хромшпинелидов постепенно повышается от 0.32 до 0.39 (см. рис.). Наблюдается отрицательная корреляция между $Cr\#$ и $Mg\#$, которая в том же направлении уменьшается. Примесь титана (0.17–0.23 мас. % TiO_2) обнаружена в срезах из центральной части дунитового прожилка.

Увеличение значений $Cr\#$ в хромшпинелидах как по мере прогрессирования пластического течения в дунитовом теле, так и по мере приближения к хромититам, может быть объяснено, во-первых, более низкой емкостью решетки оливина по отношению к алюминию [Grant, Wood, 2010], а во-вторых, более легким вхождением алюминия в гидроксилсодержащие силикатные фазы (амфибол и хлорит), а также экстракцией его флюидами и/или силикатным расплавом, с которыми он мог выноситься из системы.

Таким образом, изложенный фактический материал свидетельствует о том, что образование дунитовых тел в перидотитовом матриксе сопровождается кооперативным изменением структуры и вещественного состава. Структурные преобразования выражены в развитии предпочтительной кристаллографической ориентировки зерен оливина, наличии субзерен, полос деформации, кинк-бандов, взаимосогласованных минеральной сланцеватости и линейности в перидотите и дуните. Вещественные преобразования выражены в возникновении, коалесценции и сфероидизации новых зерен хромшпинелидов, химический состав которых варьирует в зависимости от морфологии зерен и, возможно, поля напряжений, действовавшего в момент закрытия высокотемпературных процессов в данной системе. Закономерности вариаций состава хромшпинелидов и их взаимосвязь со структурными особенностями ультрамафитов наиболее логично могут быть увязаны с реоморфической моделью образования дунитов и связанного с ними хромитового оруденения. Основным пусковым механизмом для выделения и коалесценции хромшпинелидов в оливине могла являться пластическая деформация, сопровождавшая подъем мантийного вещества в зонах декомпрессии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект «р_поволжье_a № 14-05-97001») и госконтракта «Модель образования месторождений хрома в офиолитовых комплексах Южного Урала». Автор благодарит И. А. Блинова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за проведение электронно-микроскопических исследований.

Литература

Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.

Перевозчиков Б. В., Булыкин Л. Д., Попов И. И., Орфаницкий В. Л. и др. Реестр хромитопроявлений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь, 2000. 474 с.

Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / Под ред. Т. А. Смирновой, В. И. Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2008. 320 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Чащухин И. С., Вотяков С. Л., Щапова Ю. В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 215 с.

Чернышов А. И., Юричев А. Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. 2013. № 4. С. 31–46.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural classification of chromite pods in Southern New Caledonia // *Economic Geology*. 1981. Vol. 76. P. 805–831.

Grant K. J., Wood B. J. Experimental study of the incorporation of Li, Sc, Al and other trace elements into olivine // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. Vol. 74. P. 2412–2428.

Hock M., Friedrich G., Plueger W. L., Wichowski A. Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines // *Mineralium Deposita*. 1986. Vol. 21. P. 190–199.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55–86.

Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 p.

Е. А. Бажин, Д. Е. Савельев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
bazhin_evgeniy@mail.ru

Особенности гранулометрического состава вкрапленных хромовых руд массива Средний Крака, Южный Урал

Для мировой практики характерен повышенный интерес к обогащению бедных хромовых руд, увеличению извлекаемости полезных компонентов из хвостов обогащения и отвалов, а также комплексному использованию руд [Nafziger, 1982; Murthy et al., 2011]. В качестве примеров успешного использования низкоградных руд для получения высококачественных концентратов можно указать на опыт Китая, Турции или проект «Тяжелые пески Орегона» (США) [Elci, Malazgirt, 2013; Yorukoğlu, Delibaş, 2012].

Месторождения и рудопроявления хромовых руд массивов Крака на Южном Урале относятся к категории бедных (5–25 мас. % Cr_2O_3). Они представлены протяженными рудными зонами, сложены высокохромистыми рудообразующими хромитами и могут представлять интерес как дополнительный источник хрома. Вместе с тем, проведение полноценных поисково-разведочных работ на хромитовых объектах массивов Крака сдерживается по причине отсутствия определенного ответа об их обогатимости.

В предыдущих работах нами предложена двухступенчатая схема обогащения руд Саксей-Ключевской площади массива Крака, включающая предварительную рентгено-радиометрическую сепарацию фракции –100+50 мм с получением промежуточного продукта, содержащего, в среднем, 15–20 мас. % Cr_2O_3 , измельчение промпродукта до размерности –1 мм и гравитационное обогащение на концентрационных столах и винтовых сепараторах [Савельев и др., 2008]. Апробация данной схемы успешно проведена на объектах Северо-Апшакской площади, где в результате обогащения сырых руд с содержанием 10–13 мас. % Cr_2O_3 получен концентрат с содержанием 45–48 % мас. Cr_2O_3 (данные ЗАО «ГДК Хром»).

Целью данной работы является определение гранулометрического состава руд Саксей-Ключевской площади петрографическими методами с использованием полученных данных в лабораторных экспериментах по гравитационному обогащению руд. Исследовались вкрапленные хромититы Ключевского и Саксейского