

ных рудных минералов в индивидуализированные тела. Реализация реститово-метаморфогенного механизма хромитообразования начинается, вероятно, в самые ранние фазы континентального рифтогенеза и прогрессирует с развитием «цикла Уилсона». В рифтогенных обстановках происходит накопление основной массы рудного вещества и образование линейных тел вкрапленных хромитов, а в обстановке сжатия (локальной или региональной) максимально проявляется его тектоно-метаморфическое перераспределение и формируются «нелинейные» тела богатых руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФИ 08-05-99002-Поволжье «Разработка поисковых критериев и оценка хромитонности гипербазитовых массивов Крака»

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илецкой зон Мугоджар // Тр. Ин-та геол. наук КазССР. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 39-74.
2. *Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
3. *Кравченко Г.Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 230 с.
4. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
5. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
6. *Павлов Н.В., Григорьева И.И.* Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 172-224.
7. Поиски, разведка и оценка хромитовых месторождений / под. ред. Т.А. Смирновой, В.И. Сегаловича. М.: Недра, 1987. 166 с.
8. Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / под. ред. Б.В. Перевозчикова. Пермь, 2000. 474 с.
13. *Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначев В.И., Романовская М.А.* К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазитах альпинотипной формации // Вестник МГУ. 2006. № 6. С. 3-8.
14. *Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.* Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
15. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
16. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В.* Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 310 с.
17. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

К ПРОБЛЕМЕ ТИПИЗАЦИИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Бажин Е.А
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
e-mail: savl71@mail.ru

ON THE PROBLEM OF CLASSIFICATION OF CHROMITE DEPOSITS OF THE SOUTHERN URALS

Saveliev D.E., Snachev V.I., Bazhin E.A.
Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia
e-mail: savl71@mail.ru

Three main features are suggested for a classification of chromite deposits of the Southern Urals: 1) geologic-petrographic, 2) morphological, 3) textural-structural. Two groups of objects are established: primary mantle and crustal-formed. The most widely developed in the first group are the following

types: I – irregular-layered and flatted-lenz-like ore bodies in thin dunites of the same morphology (medium- and richly-disseminated ores); II – series of irregular-layered banded thin-grained ore bodies in big dunite volumes (poor disseminated ores), III – massive and richly disseminated bodies in harzburgites with thin dunite rim, IV – big combined bodies of massive and rich-disseminated ores with complex morphology, both within dunites and harzburgites with a solid dunite rim. The metamorphosed deposits are situated in schistose dunites of an unclear primary nature and characterized by a boudine morphology of ore bodies.

Изучение хромитовых месторождений и рудопоявлений Южного Урала, проведенное авторами с 1993 по 2008 гг., а также обобщение опубликованного материала по Кемпирсайскому массиву, позволило рассматривать образование хромитовых концентраций в офиолитах как результат взаимодействия процессов частичного плавления мантийных перидотитов и тектонического течения тугоплавкого остатка (рестита) [5]. В связи с различным толкованием генезиса хромитовых месторождений по сравнению с существующими гипотезами, возникла необходимость в корректировке их классификации применительно к южноуральскому региону.

Традиционная классификация месторождений хромитов, разработанная А.Г. Бетехтиным, Г.А. Соколовым, В.П. Логиновым, Н.В. Павловым и др., охватывает весь спектр хромитовых месторождений, относящихся как к офиолитовым комплексам, так и к расслоенным интрузиям, а также месторождения кор выветривания и россыпи [2]. Месторождения рассматриваемой нами офиолитовой или альпинотипной ассоциации относились традиционно к позднемагматическим. Позднее для месторождений Урала Н.В. Луцкиной была предложена более дробная классификация, основанная преимущественно на формационном критерии, с разделением хромитопоявлений на 4 типа: кемпирсайский, верблюжьегогорский, ключевской и курмановский [1].

В классификации Т.А. Смирновой все месторождения офиолитовой ассоциации разделены на три типа: 1) магматический в габброидном комплексе, 2) метасоматический в нижних частях переходного дунит-верлит-пироксенитового комплекса (хабарнинский) и 3) постмагматический автореакционный (южнокемпирсайский) [6]. Наиболее подробная классификация месторождений Урала разработана Б.В. Перевозчиковым преимущественно на полярно-уральском материале, с привлечением данных по Кемпирсайскому массиву [3]. В основу ее положен состав рудообразующих хромшпинелидов, а более дробное разделение проводится с учетом геолого-петрографического критерия и степени концентрации оруденения.

В основу предлагаемого нами варианта типизации хромитопоявлений положены следующие признаки: 1) геолого-петрографический, 2) морфологический, 3) текстурно-структурный. В этом ряду постепенно уменьшается классификационная роль признаков. Состав рудообразующих хромшпинелидов при таком подходе не играет определяющей роли для типизации месторождений, но может быть использован в дальнейшем для более дробного их разделения внутри выделенных групп.

Для классификации месторождений Южного Урала очень важным является выделение первичных и метаморфизованных месторождений. В истории формирования разреза офиолитовых комплексов выделяется два крупных этапа: верхнемантийный и коровый. В течение первого этапа происходит мобилизация рудного вещества и его концентрация в рудных объектах, в течение второго – дезинтеграция образованных ранее рудных тел, изменение их морфологии и локальное концентрирование оруденения внутри мелких тел-будинов. В соответствии с принятой периодизацией, можно выделить две группы месторождений: первично-мантийные и преобразованные в коровых условиях. Первично-мантийные месторождения залегают как правило в серпентинизированных ультрабазитах, сохранивших реликты структур и текстур первичных пород (полосчатость, линейность, минеральную уплощенность). Преобразованные месторождения залегают в интенсивно рассланцованных серпентинитах, полностью утративших признаки протолитов.

Месторождения первой группы можно разделить по морфологическому признаку на объекты «простого» (I-III типы) и «сложного» строения (IV тип). К **первому типу (южнокракинскому)** относятся тела уплощенно-линзовидной и жилообразной формы, сложенные средне- и густовкрапленными рудами преимущественно среднезернистой структуры, приуроченные к уплощенно-линзовидным дунитовым телам мощностью первые десятки метров среди гарцбургитов

или пород дунит-гарцбургитового комплекса. Руды характеризуются полосчатой текстурой, залегание рудной полосчатости согласно с залеганием вмещающих пород, падение крутое, чаще всего субвертикальное. Для данного типа хромитопроявлений характерно наличие многочисленных маломощных (0,п – 2 м) прерывистых хромитовых тел, образующих рудные зоны. К данному типу относится большинство хромитопроявлений массивов Крака: им. Менжинского, Малый Башарт, Лактыбаш, Придорожное и др.

Второй тип хромитопроявлений (*хабарнинский*) представлен теми же морфологическими разновидностями, что и первый. Рудные тела сложены преимущественно бедно- и средне-вкрапленными мелкозернистыми, струйчато-полосчатыми хромитами, приуроченными к мощным (до 200-300 м) и протяженным (до 2-3 км) полосам существенно дунитового состава. Залегание рудных тел данного типа также согласно со структурой вмещающих гипербазитов. Характерной чертой рассматриваемых объектов является приуроченность к краевым частям массивов и постоянная пространственная ассоциация их с габброидным комплексом офиолитов. Хромитопроявления данного типа характерны для западной части массива Средний Крака, Нуралинского и Хабарнинского массивов Южного Урала.

К **III типу (халиловскому)** относятся хромитопроявления жиллообразной и линзовидной формы, залегающие в маломощных дунитовых телах среди массивных лерцолитов и гарцбургитов. Иногда вмещающие дуниты представлены тонкой оторочкой (0,п – 1 м) и нацело серпентинизированы. Для данных объектов характерна крупнозернистая структура, густовкрапленная или массивная текстура руд. Полосчатость или слабо проявлена, или отсутствует. Для рудных тел и вмещающих дунитов характерно крутое, чаще субвертикальное падение, мощность хромитов варьирует в значительном диапазоне (от десятых долей до первых десятков метров). К данному типу хромитопроявлений относятся месторождения №33 (Крака), большинство рудопроявлений Халиловского массива.

Месторождения **IV типа (кемпирсайского)** образуются за счет серии более мелких рудных тел I-III типов, характеризуются сложной морфологией и являются наиболее продуктивными. Они широко представлены в Главном рудном поле Кемпирсайского массива. Здесь наблюдаются различные соотношения между хромитами, дунитами и гарцбургитами. Вмещающими породами для хромитовых залежей могут быть как дуниты, так и гарцбургиты. В последнем случае руды всегда облекаются незначительной по мощности дунитовой оторочкой. Характерной чертой почти всех крупных хромитовых залежей является секущее положение их осей к полосчатости гипербазитов. В то же время мелкие рудные скопления во вмещающих породах согласны с ней. Залегание главных рудных залежей месторождений пологое, а сопутствующие маломощные тела характеризуются крутым падением. Часто наблюдается ответвление от крупных залежей многочисленных менее мощных жил, коленообразные перегибы рудных тел, будинирование рудных тел и гарцбургитов.

Очень редко встречаются хромитопроявления вкрапленных руд, залегающие непосредственно в шпинелевых перидотитах (**V тип, «перидотитовый»**), и проявления, связанные с верлитами и клинопироксенитами полосчатого комплекса (**VI тип, «пироксенитовый»**). Рудные тела, залегающие среди лерцолитов и гарцбургитов, согласны с полосчатостью вмещающих пород, форма их нерегулярно-пластовая, уплощенно-линзовидная, границы с вмещающими породами постепенные, структуры средне- и крупнозернистые, текстуры вкрапленные, полосчатые. Наиболее характерный пример – Верхне-Сарангинское проявление на массиве Северный Крака.

Мелкие проявления железистых хромитов среди пород габброидного комплекса имеют очень незначительные размеры, они приурочены к верлит-клинопироксенитовым частям разреза, в их строении преобладают мелкозернистые массивные и густовкрапленные разновидности. Еще одна отличительная особенность данных проявлений – высокое содержание в рудообразующем хромшпинелиде железа и повышенные содержания в рудах платиноидов (платины и палладия). Хромитопроявления данного типа известны в западной части Кемпирсайского массива, на массивах Средний Крака и Нуралинском.

К **VII типу («серпентинитовому»)** относятся хромитопроявления, преобразованные в коровых условиях. На Южном Урале данный тип наиболее распространен, главным образом в пределах Главного гипербазитового пояса и в массивах Восточного склона. Месторождения этого

типа широко представлены на массивах Верблюжьегорском, Татищевском, Варшавском, Таловском, Юлдашевском, Калканском и многих других.

В отдельных случаях можно восстановить первичную природу вмещающих ультрабазитов. Например, большая часть хромитопроявлений Главного гипербазитового пояса Южного Урала залегает в хризотилитовых аподунитовых серпентинитах, образующих уплощенно-линзовидные выделения среди апогарцбургитовых серпентинитов и, следовательно, образовалась при метаморфизме хромитопроявлений южнокраинского (I) типа. Месторождения Верблюжьегорского массива, залегающие в апоперидотитовых антигоритовых серпентинитах, отделяются от них маломощной отгорочкой из вермикулита, хлорита и карбонатов, сложены массивными хромитами и, вероятнее всего, образованы при метаморфизме объектов халиловского (III) типа. Для хромитов месторождения Владимир на Варшавском массиве весьма характерна мелкозернистая структура, реликтовые полосчатая и петельчатая текстуры, близость его к контакту с породами габброидного комплекса. Все это свидетельствует о первичной принадлежности месторождения к хабарнинскому (II) типу.

Между различными типами хромитопроявлений в ультрабазитовом комплексе офиолитов существует эволюционная связь. На ранних этапах развития хромитообразующих рудных систем возникают «элементарные рудные тела» (рудопроявления и месторождения I и II типов) с рассеянным оруденением (мелко- и среднезернистой структурой, струйчато-полосчатой текстурой). Рост интенсивности процессов деплетирования и тектонического течения рестита приводит к образованию на их месте более концентрированного оруденения III и IV типов (сплошные и густовкрапленные руды крупнозернистой структуры).

В коровых условиях первично-мантийные рудные тела преобразуются в будины различной формы, а хромшпинелиды претерпевают метаморфизм, сопровождающийся привносом трехвалентного железа и выносом хрома и алюминия. Рудные тела часто бывают окружены интенсивно перемятыми серпентинитами неясной первичной природы, отделяются от последних маломощными оторочками из гидротермально-измененных ультрабазитов (хлоритовыми, вермикулитовыми и т.д.).

Наибольшей практической значимостью обладают месторождения IV (кемпирсайского) типа, однако в пределах массивов российской части Южного Урала они не установлены. В альпинотипных гипербазитах рассматриваемой территории перспективы обнаружения средних по величине месторождений бедновкрапленных руд (1-10 млн. т [4]) связаны с хромитопроявлениями хабарнинского (II) типа. Данные объекты пользуются широким распространением (массивы Средний Крака, Нурали, Хабаровский), образуют протяженные рудоносные зоны и в большинстве случаев вмещаются высокомагнезиальными дунитами, которые в случае отработки месторождений можно использовать в качестве сырья для производства форстеритовых огнеупоров.

Хромитопроявления I и III типов, а также их метаморфизованные аналоги (подтипы VII/I и VII/III) пользуются также широким распространением на Южном Урале, но характеризуются малыми размерами и невыдержанностью морфоструктурных параметров. Практически все известные объекты указанных типов относятся к малым месторождениям (менее 100 тыс. т [4]). К средним по размерам месторождениям относятся единичные объекты: в типе I – месторождение им. Менжинского (Южный Крака), а в подтипе VII/III – большей частью отработанные месторождения Верблюжьегорского массива. С перидотитовым (V) и пироксенитовым (VI) типами хромитового оруденения связаны единичные мелкие проявления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФИ 08-05-99002-Поволжье «Разработка поисковых критериев и оценка хромитонности гипербазитовых массивов Крака».

ЛИТЕРАТУРА

1. Луцкина Н.В. Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр. 1983. №2. С. 7-12.
2. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5-78.
3. Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромитонности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 47 с.

4. Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала. / под. ред. Б.В. Первозчикова. Пермь, 2000. 474 с.

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

6. Смирнова Т.А., Смирнов Ю.В. Промышленные типы хромитовых руд // Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М., 1982. С. 56-66.

КАНАЛЫ ТРАНСПОРТИРОВКИ РАСПЛАВОВ В ПОДНИМАЮЩЕЙСЯ МАНТИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА В УРАЛЬСКИХ ОФИОЛИТАХ

Савельева Г.Н.*, Батанова В.Г., Соболев А.В.****

**Геологический институт РАН, Москва, Россия*

e-mail: savelieva@ginras.ru

***Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия*

e-mail: batanova@geokhi.ru, sobolev@geokhi.ru

CHANNELS OF MELT TRANSPORT IN THE UPWELLING MANTLE: EVIDENCE FROM THE URALIAN OPHIOLITES

Savelieva G.N.*, Batanova V.G., Sobolev A.V.****

**Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

e-mail: savelieva@ginras.ru

***Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia*

e-mail: batanova@geokhi.ru, sobolev@geokhi.ru

Structural position of melt transport channels through mantle is illustrated by lherzolite (lhz) and harzburgite (hrz) types of the Uralian ophiolites. Replacive dunite bodies perceived as markers of melt migration were formed in the following positions: (a) due to stress-driven melt segregation along the margin of peridotite body during the accretion of the upwelling mantle to lithosphere (lhz and hrz), and (b) due to focused melt migration along network of weakened zones with high permeability. These zones were formed as a result of high stress concentration and their abrupt relaxation in flow-fold hinges (the central part of only harzburgite mantle sequence). Supposedly, that last stage of the creation of mantle hrz section took place under subduction environment; dunite channels within harzburgite were formed within large intervals of the depth and time.

Структурные и петролого-геохимические исследования мантийных комплексов офиолитов выявили связь между миграцией базитовых расплавов в поднимающемся мантийном диапире и образованием дунитов, а также высокотемпературными деформациями реститовых перидотитов [3, 4, 9, 12]. Было сформировано представление о том, что пути подъема расплава в мантии маркируются образованием дунитов [10, 13]. Согласно одному из предложенных механизмов процесса, химически изолированный подъем расплавов из мантийных очагов через перидотиты верхней мантии происходит при медленном поровом течении расплава по изолированным каналам с образованием дунитов замещения (например, [6, 10, 11]). Эти каналы образуются в результате растворения пироксенов и кристаллизации оливина при реакции насыщенных оливином магм с вмещающими мантийными перидотитами. П. Келеман и Г. Дик [9] показали, что миграция расплавов сквозь гарцбургиты сопровождалась образованием дунитов вдоль сдвиговых зон на глубине менее 30 км и при температурах 950-1100°C (syntectonic migration). На основе наблюдений по распределению дунитовых жил в деплетированных гарцбургитах Канадских Кордильер предположено [14], что синкинematическое и сфокусированное прохождение расплава сквозь реститы и взаимодействие расплав/порода было неоднократным и происходило на глубинах менее 70 км. Влияние стресса на отделение и перемещение расплава показано и в серии лабораторных