

Хромиты — руда, рожденная в мантии Земли

Г.Н.Савельева, А.М.Белокрыс

Историческая родина хрома как химического элемента — Россия. Именно у нас на Урале в 1766 г. нашли яркий минерал — «сибирский красный свинец» — хромат свинца, позже названный крокоитом. В конце XVIII в. из него впервые выделили металл, получивший имя от греческого *χρῶμα* — цвет. Ко второй половине XIX в. были открыты легирующие свойства хрома, однако активно применять его в металлургии начали лишь в 1900-х годах, с развитием производства нержавеющей стали. Благодаря бурному росту металлургии добыча хромовых руд — единственного промышленного хромосодержащего сырья — за прошедшие 100 лет выросла в 250 раз (со 100 тыс. т в начале XX в. до почти 25 млн т в 2010 г.). Все разновидности хромовых руд объединяются под общим названием «хромиты».

Основной сферой, где находят применение полезные свойства хрома, остается производство нержавеющей стали и специальных сплавов. В металлургии производство чугуна и стали невозможно без добавки феррохрома — сплава хрома, углерода и железа, а для получения высококачественных легированных образцов используется исключительно низкоуглеродистый феррохром с содержанием углерода менее 0.1%. Такой феррохром можно получить только из высокохромистых руд, в которых количество



Галина Николаевна Савельева, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник Геологического института РАН. Область научных интересов — структурная геология, петрология и металлогения древней и современной океанической коры и мантии Земли.



Алексей Михайлович Белокрыс, экономист, сотрудник инвестиционной группы компаний «Афро-Азия». Занимается поиском, оценкой, отбором и реализацией проектов, посвященных освоению месторождений твердых полезных ископаемых в России, Азии, Африке.

Cr_2O_3 составляет не менее 42—45% и величина $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{сумм}}$ не опускается ниже 2.5.

Вопросы, связанные с происхождением и размещением хромитов, имеют два одинаково значимых аспекта: экономический (запасы руд, и в частности руд, пригодных для металлургии, на планете весьма ограничены и потому требуется разработка новых критериев их поиска) и фундаментальный (познание глубинного строения Земли и эволюции ее мантийно-коровых оболочек, поскольку хромиты несут информацию о процессах в мантии в огромном диапазоне геологического времени, начиная с 3.5 млрд лет, и в широком интервале глубин, от 100—150 км).

Ресурсы и запасы

Оценка ресурсов хромитов в мире сильно варьирует [1—3]. По сведениям Геологической службы США, они превышают 12 млрд т, по некоторым другим данным, их объем больше 15 млрд т. Более консер-

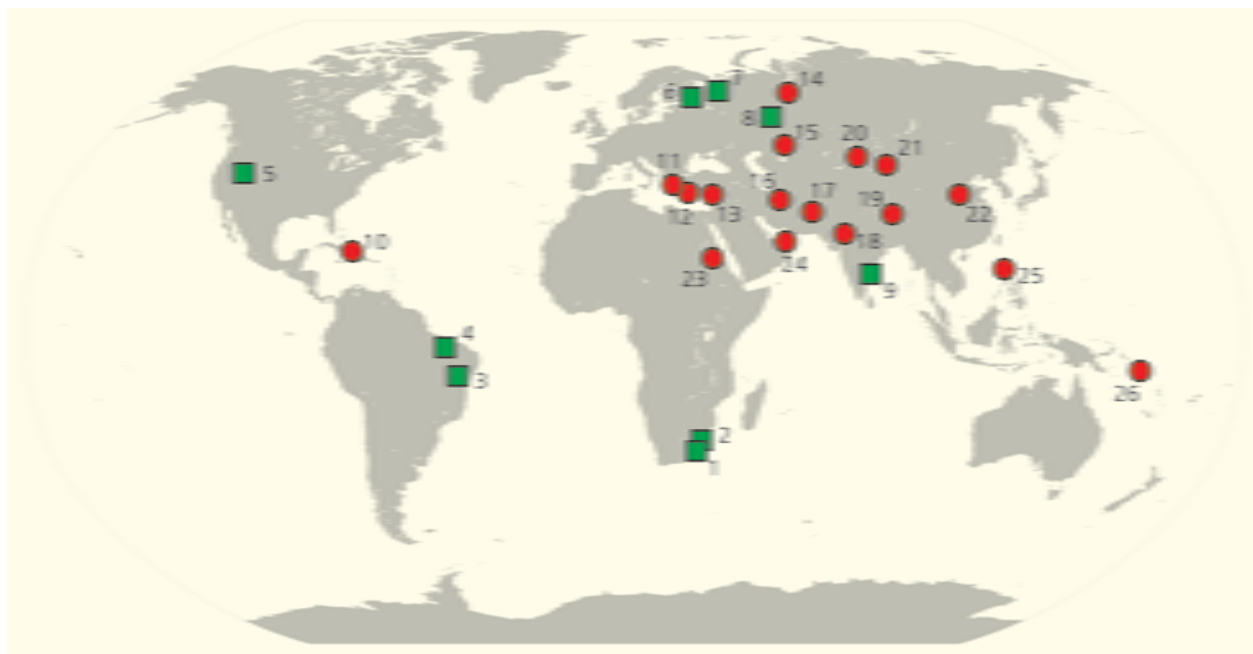


Рис.1. Основные месторождения хромитов мира. Стратиформные месторождения показаны зелеными квадратами (1—9), подиформные — красными кружками (10—26). Цифры обозначают месторождения: 1 — Бушвельд, ЮАР; 2 — Великая Дайка, Зимбабве; 3 — Апуэра-Мердадо, Кампо-Формоза, Бразилия; 4 — Бакури, Бразилия; 5 — Стиллуотер, Канада; 6 — Кеми, Финляндия; 7 — Сопчеозерское, Аганозерское, Россия; 8 — Сарановское, Россия; 9 — Андра-Прадеш (Конгапалли) и Тамил (Ситтампунди), Индия; 10 — Пиндос и Моа-Баракоа, Куба; 11 — Отрис и Вуринос, Греция; 12 — в Албании; 13 — в юго-западной Анатолии, Турция; 14 — Райиз (Полярный Урал), Россия; 15 — Кемпирсай, Казахстан; 16 — в Иране; 17 — в Пакистане; 18 — Нагалэнд-Манипур, Индия; 19 — Лубуса, Китай; 20 — в Северо-Западном Китае; 21 — Наран (Хантайшир), Монголия; 22 — Донгванзи, Китай; 23 — Араис и Мало-Грим; восточный Египет; 24 — в Омане, ОАЭ; 25 — Акое, Филиппины; 26 — Тьебаги, Новая Каледония.

вативная оценка International Chromium Development Association — около 3,7 млрд т подтвержденных запасов и 7,6 млрд т ресурсов хромитов. При этом около 95% запасов и 90% ресурсов приходится всего на три страны — ЮАР, Казахстан и Зимбабве (рис.1). Именно в этих странах находятся уникальные месторождения, заключающие в себе львиную долю мировых запасов хромитов — Бушвельд в ЮАР (около 3 млрд т), Кемпирсай в Казахстане (320 млн т) и Великая Дайка в Зимбабве (около 140 млн т). Все остальные месторождения в мире существенно меньше. Их принято делить на крупные (десятки миллионов тонн) и мелкие (несколько миллионов тонн и меньше).

Крупнейшее в Европе месторождение Кеми с запасами 41 млн т разрабатывается в Финляндии. Месторождения индийского штата Орисса содержат 27 млн т запасов. Единственная страна в Западном полушарии, где добываются хромиты, — Бразилия (14 млн т). Наконец, сравнительно небольшими запасами в мелких месторождениях обладают Турция, Греция, Албания, Пакистан, Филиппины и др. Доля России в мировой ресурсной базе хрома — не выше 1%.

Как и в случае с другими полезными ископаемыми, объем ресурсов хромитов — величина

весьма условная: все зависит от того, какое минимальное промышленное содержание оксида хрома в руде используется при подсчете. При понижении этой планки объем ресурсов может быть увеличен весьма существенно (на сотни миллионов и миллиарды тонн). По мере развития металлургических технологий в экономический оборот постепенно вовлекаются все более и более бедные руды. Проблема, однако, заключается в том, что открытий новых крупных месторождений высокохромистого сырья не происходит — все разрабатываемые ныне объекты, содержащие богатые руды, были разведаны десятки лет назад. Экономически оправдывает себя даже отработка полукустарными способами отдельных богатых рудных тел, вмещающих лишь несколько десятков тысяч тонн сырья.

Добыча и производство

За десятилетие, прошедшее с 2000 г., мировая добыча хромитов выросла с 15 до 25 млн т. Лидер здесь — ЮАР. В 2009 г. там добыли 33% от всего мирового объема добычи, на Индию и Казахстан пришлось соответственно 20 и 17%. Бразилия,

Финляндия, Оман, Россия и Турция в совокупности дали 21% процент мировой добычи, а оставшиеся 9% произвели Албания, Австралия, Китай, Иран, Сербия, Мадагаскар, Пакистан, Филиппины, Судан, ОАЭ, Вьетнам и Зимбабве, вместе взятые. В России в 2009 г. извлекли из недр лишь 534 тыс. т руды, а своего максимума этот показатель за последнее десятилетие достиг в 2006 г., когда составил 897 тыс. т.

Примечательно, что хромитовая отрасль весьма быстро оправилась от последствий мирового кризиса: добыча в 2009 г. упала до 19 млн т против 24 млн т в 2008 г., но буквально в следующем году не только вернулась на прежний уровень, но и превысила его. Больше половины хромитовой руды в мире добывают подземным способом. Эта технология преобладает, в частности, в ЮАР, Зимбабве, Казахстане, Турции и Финляндии, Албании и России [1, 3]. В Бразилии примерно одинаковые объемы руды получают подземным и открытым способами, а в Индии последний превалирует.

К 2011 г. почти 90% производства товарной хромитовой руды сосредоточено в шести странах: ЮАР — 44,8%, Индии — 12,2, Казахстане — 9,8, Турции — 9,4, Зимбабве — 6,2 и в Финляндии — 5,2%. Доля России составила около 1%. Общепроизводство товарной хромитовой руды оценивается примерно в 11,2 млн т.

Геолого-промышленные типы месторождений

Около 99% мировых ресурсов хромитов содержится в коренных месторождениях. Оставшаяся часть, связанная с латеритными корами выветривания и россыпями, промышленного значения практически не имеет.

Месторождения хромитов подразделяются по условиям образования и форме рудных тел на стратиформные и подиформные [3–6].

Состав хромитов в этих типах месторождений также различен. Его вариации определяются как составом самого рудного минерала — хромшпинелида с общей формулой $(\text{Mg,Fe})(\text{Cr,Al,Fe})_2\text{O}_4$, так и соотношением рудных и безрудных (силикатов) минералов. Как правило, на долю рудного минерала приходится от 20 до 90%, остальную часть составляют магнезиальный оливин $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ или продукты его изменения, иногда пироксены и хлориты — силикаты более сложного состава. Важнейшие показатели, определяющие качество руды и, соответственно, пригодность применения в той или иной отрасли промышленности, — содержание в ней окиси хрома Cr_2O_3 и величина отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{сумм}}$ (рис.2). Мы рассмотрим, как меняются эти характеристики в главных типах месторождений.

Стратиформные месторождения хромитов известны на древних континентальных кратонах

(платформах): в Южной Африке (Бушвельд в ЮАР и Великая Дайка в Зимбабве), в Северной Америке (Стиллоуотер в США) и на Балтийском щите (Кеми в Финляндии). В России такие месторождения есть на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (Сарановское в Пермской обл. на Среднем Урале) и на Балтийском щите (Сопчезерское на Кольском п-ове и Аганозерское в Карелии) [1].

На стратиформные месторождения приходится 87,5% подтвержденных запасов хромитов. Они связаны с расслоенными интрузиями ультрабазит-габбрового состава — от дунитов и гарцбургитов, преобладающих внизу массивов, до габброноритов и анортозитов в их верхней, прикровлевой, части [4]. В этом ряду вверх по разрезу растет содержание в породах окислов кремния, кальция, алюминия и уменьшается содержание окиси магния. Рудные пласты залегают, как правило, в нижней части интрузивных тел и протягиваются на большие расстояния (до нескольких сотен километров в Бушвельде, рис.3). Изменение структуры и составов пород и минералов свидетельствует об их образовании в ходе магматической кристаллизации. Пространственно с хромитами ассоциируют месторождения платиноидов, сосредоточенные в определенных пластах породы, как правило, отделенных от основной хромитовой руды (риф Меренского в Бушвельде).

Магматическое происхождение стратиформных хромитов и вмещающих их плутонов признается всеми исследователями. Различаются лишь детали трактовки процесса кристаллизации и динамики поступления магматического расплава: происходило ли оседание кристаллизующихся зерен под действием гравитации или преобладали прерывистые послойные инъекции магмы в камеру.

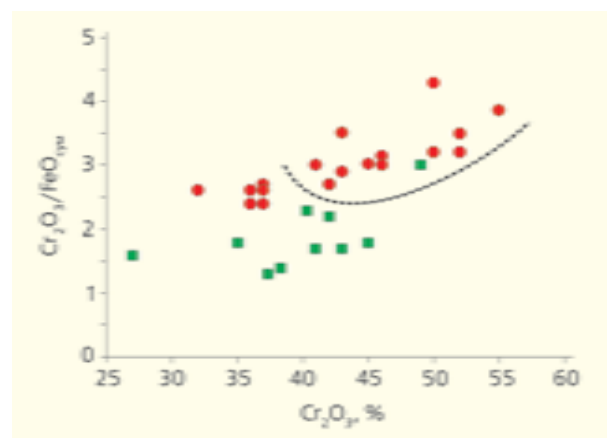


Рис.2. Диаграмма соотношения содержаний окиси хрома и величины отношения окиси хрома к суммарному железу — главных характеристик состава хромитовых руд. Кружками показаны подиформные хромиты, квадратиками — стратиформные. Составы пригодных для производства ферросплавов руд расположены выше пунктирной линии.

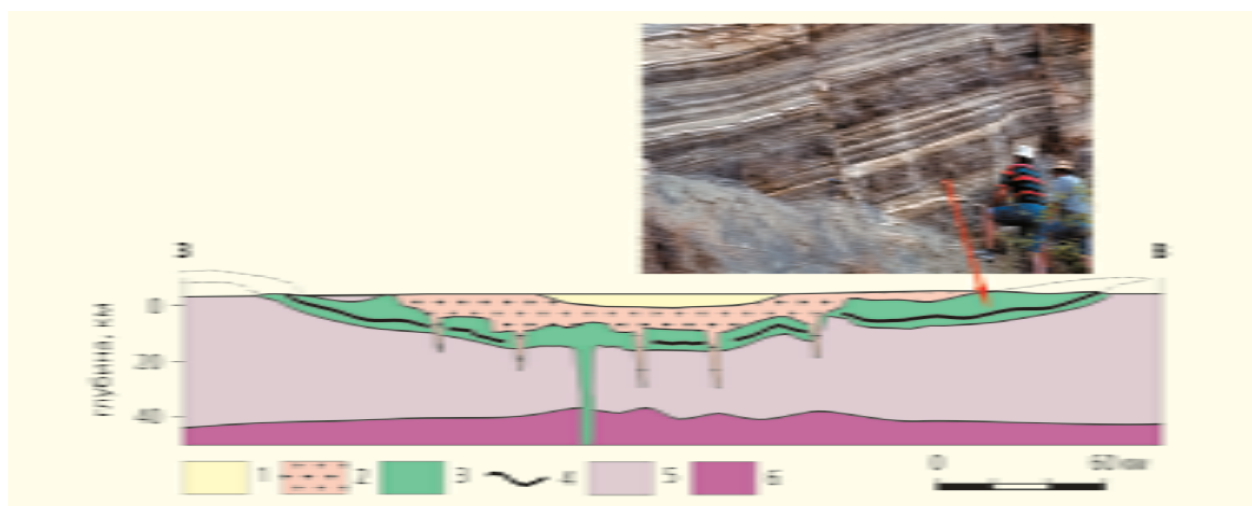


Рис.3. Схематический разрез через интрузию Бушвельд [2, с упрощениями]. 1 — вулканогенно-осадочные породы, перекрывающие расслоенный комплекс Бушвельд и поздние интрузии; 2 — красные граниты Бушвельд; 3 — расслоенный ультрабазит-габбровый комплекс Бушвельд; 4 — хромитовые слои; 5 — континентальная литосфера; 6 — литосферная мантия. На фото — чередование слоев хромита (темное) и габбро-анортозита (светлое).

Типичные минеральные ассоциации в рудных пластах — хромшпинелид + оливин, хромшпинелид ± бронзит + плагиоклаз и хромшпинелид + авгит. Кроме силикатов вместе с хромшпинелидом встречаются пирротин, пентландит, халькопирит, минералы группы платины (преобладает лаурит), а также рутил и ильменит. Содержание Cr_2O_3 в рудах варьирует в разных массивах: в Бушвельде — 37–45%, в Стиллуотере — 35–47, в Великой Дайке — 40–41, в Кеми — 26 и в бразильских месторождениях — 30–57%. Величина отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}_{\text{сумм}}$ как правило, не превышает 2.2 (составляя в среднем 1.5–2.0).

Руды Сарановского месторождения содержат 37–39% Cr_2O_3 , а в Карело-Кольской провинции России они значительно беднее (содержание Cr_2O_3 в среднем составляет 22–26%) [1].

Выделим общие черты месторождений хромитов стратиформного типа.

Хромиты возникли при дифференциации магмы в интрузиях на древних платформах. Возраст рудовмещающих интрузий лежит в интервале 2.7–2.0 млрд лет [6].

Руды образуют пласты, выдержанные по мощности и простиранию, что значительно облегчает их разведку и добычу. Запасы их — крупнейшие в мире.

Хромитовое оруденение часто сопровождается месторождениями металлов платиновой группы (например, на рифе Меренского в Бушвельде).

Состав рудообразующего хромшпинелида характеризуется умеренной или низкой хромистостью и, как следствие, руды также низко-среднехромистые с низким отношением Cr_2O_3 к $\text{FeO}_{\text{сумм}}$, т.е. большая их часть непригодна для производства высококачественных ферросплавов.

Характеристики стратиформных хромитов указывают на то, что они кристаллизовались из ультрабазит-базитовых магм в обширных мало-глубинных магматических камерах. На ранних стадиях развития Земли эти магмы были значительно обогащены хромом и металлами платиновой группы. Вывод об относительно малой глубине кристаллизации магмы основан на широком распространении в таких массивах равновесной ассоциации оливин + плагиоклаз, устойчивой на глубинах менее 20 км. Распределение месторождений стратиформных хромитов на карте мира (рис.1) позволяет предположить, что уже на ранних стадиях развития Земли существовали значительные неоднородности состава мантийного вещества, служившего источником магм для образования расслоенных интрузий.

Подиформные месторождения хромитов пространственно связаны с офиолитами — тектоническими фрагментами палеоокеанической коры, слагающими массивы в складчатых поясах континентов. Офиолитовая ассоциация включает мантийные ультраосновные породы — лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, которые сменяются вверх по разрезу оливин-клинопироксеновыми породами, габбро, габброноритами и далее комплексом параллельных диабазовых даек и базальтовыми лавами. На первый взгляд, состав и последовательность пород в разрезе те же, что и в расслоенных интрузиях, включающих стратиформные хромиты, — от ультраосновных до основных пород. Однако в офиолитах мантийные ультраосновные породы имеют все структурные и вещественные признаки того, что они образовались при субсолидусном ($T = 1100\text{—}900^\circ\text{C}$) твердопластическом течении мантийного

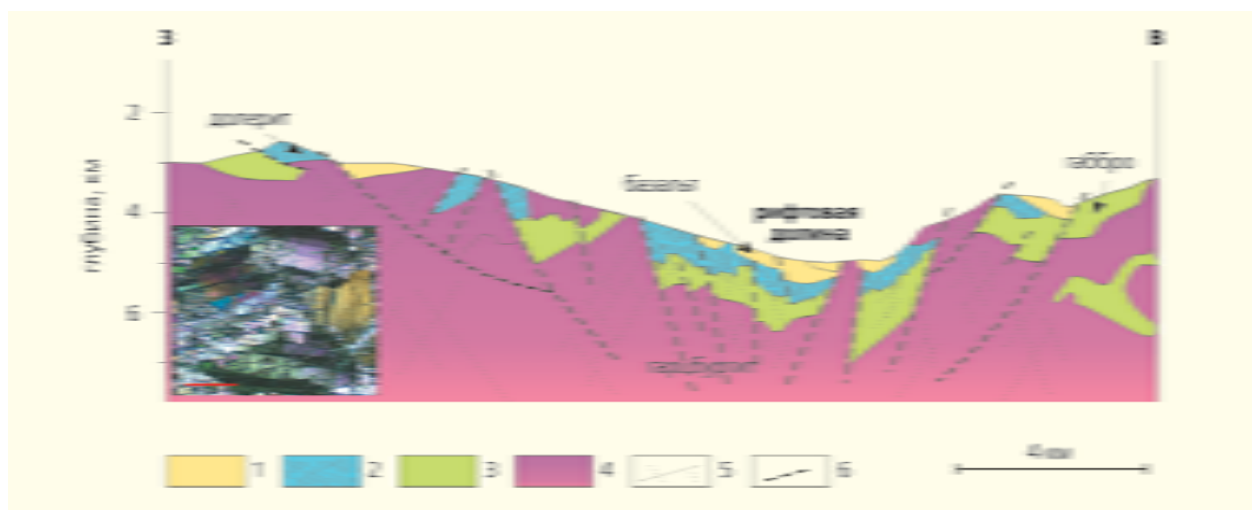


Рис.4. Строение океанической коры в Центральной Атлантике по данным 22 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (Геологический институт РАН). 1 — базальты; 2 — долеритовые дайки; 3 — габбро; 4 — мантийные гарцбургиты, 5 — дуниты; 6 — тектонические нарушения (разломы). На врезке — микрофотография гарцбургита, поднятого со дна рифтовой долины. Деформационные структуры выражены плоскостями излома кристаллической решетки оливина.

вещества, из-за чего их называют мантийными тектонитами. Эти ультрамафиты не имеют структур магматической (кумулятивной) кристаллизации, которые характеризуют породы расслоенных интрузий. А вот строение и состав пород современной океанической коры и мантийных тектонитов, как и других пород офиолитовых массивов, очень похожи (рис.4, 5).

Рассматривая положение и происхождение хромитов в офиолитовых массивах, мы следуем за историей формирования мантийных комплексов в центрах спрединга океанической коры, где она и рождается. Мантийные породы в центрах спрединга поднимаются к поверхности в твердопластическом состоянии и аккрецируются к новообразованной коре. История эта часто оказывается

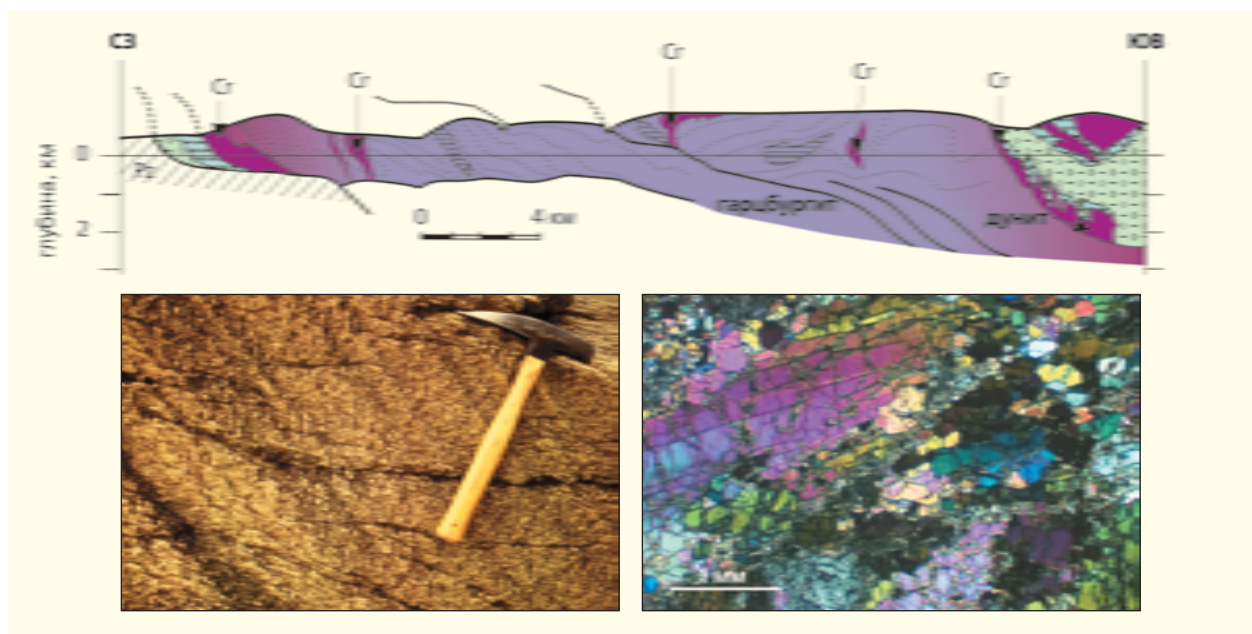
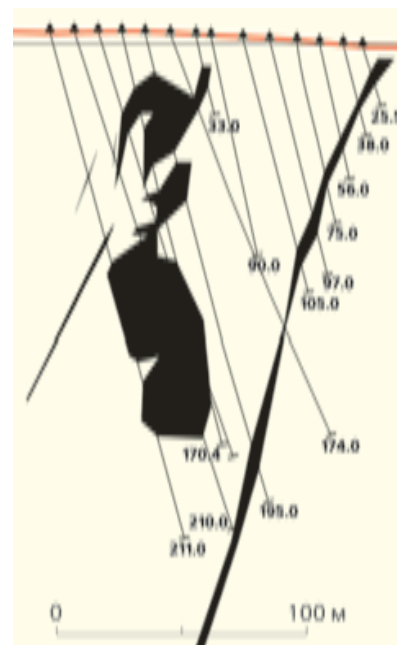


Рис.5. Геологический разрез через Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив. Буквы Cr указывают на положение хромитового оруденения в мантийном разрезе офиолитов. Мантийные породы — гарцбургиты и дуниты, а также габбро — аналогичны океаническим комплексам пород. На фото: слева — гарцбургит с линейно-плоскостной ориентировкой минералов; справа — микрофотография гарцбургита.



Рис.6. Панорама карьера на месторождении Центральное, массив Райиз (Полярный Урал). Справа — одно из рудных тел хромитового месторождения на массиве Райиз [9]. Форма рудных тел типична для подиформных хромитов.



довольно сложной: движение океанических плит от центра спрединга к активным океаническим окраинам приводит к субдукции — погружению океанической коры под островные дуги. Над погружающейся океанической плитой возникают новые центры спрединга, и мантийные породы опять поднимаются к поверхности. В ходе этих процессов и происходит формирование подиформных хромитов — рудных тел со сложной конфигурацией, разнообразным положением в структуре массивов и с большими вариациями состава и структуры руд.

Месторождения хромитов подиформного типа есть в офиолитовых массивах Урала, Северного Китая, Монголии, Средиземноморья, Ирана, Тибета и западной окраины Тихого океана. Все они представляют собой фрагменты океанической коры разного возраста: палеозойского (Урал, 540—360 млн лет), мезозойского (Албания, Греция, Турция, Куба, 250—125 млн лет), кайнозойского (Филиппины, Новая Каледония, 40—25 млн лет) [7—11].

Руды подиформного типа отличаются от стратиформных месторождений не только сложной формой и часто труднопредсказуемой локализацией внутри массива, но и вариациями состава: от высокохромистых до глиноземистых. Величина хромистости хромшпинелида определяется соотношением окислов — 100 ($\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$). К высокохромистым относятся руды, в которых эта величина более 70, а к низкохромистым — в которых она всегда менее 60.

В уральских офиолитовых массивах подиформные хромиты представлены разнообразными по масштабу и составу месторождениями и рудопроявлениями. Среди них крупнейшие в мире

месторождения этого типа — Кемпирсай на Южном Урале (Казахстан) и Райиз на Полярном Урале (Россия) [9, 10].

Посмотрим на общие черты месторождений хромитов подиформного типа.

Руды залегают в породах мантийного комплекса офиолитов: в дунитах (породах, на 98—99% состоящих из магнезиального оливина) среди гарцбургитов (состоящих на 70—80% из оливина и на 20—30% из пироксена — магнезиального силиката с примесью кальция, алюминия и хрома). Эти породы обладают структурами горячего твердопластического течения: линейно-плоскостной и полосчатой ориентировкой минералов (рис.5, врезки).

Форма рудных тел разнообразна: неправильная линзовидная с плавно-извилистыми или резко угловатыми границами, жило- и дайкообразная (рис.6). Практически всегда хромиты отделены от гарцбургитов оболочкой дунитов. Иногда хромиты образуют серии кулисовидных пропластков-полос.

Текстуры и структуры хромитов чрезвычайно разнообразны (рис.7), химический состав их также широко варьирует даже в пределах одного массива. В рудном минерале высокохромистых руд содержится 46—60% Cr_2O_3 и 8—13% Al_2O_3 , а в высокоглиноземистых рудах — 27—45% и 21—37% соответственно.

Необычен и минеральный состав подиформных хромитов. В них встречаются циркон, сфалерит, апатит — минералы, характеризующие базитовые магмы, но не мантийный ультрабазитовый рестит (тугоплавкий остаток от древнего частичного плавления мантии) [12]. Присутствие этих минералов объясняется реакцией базитовых рас-

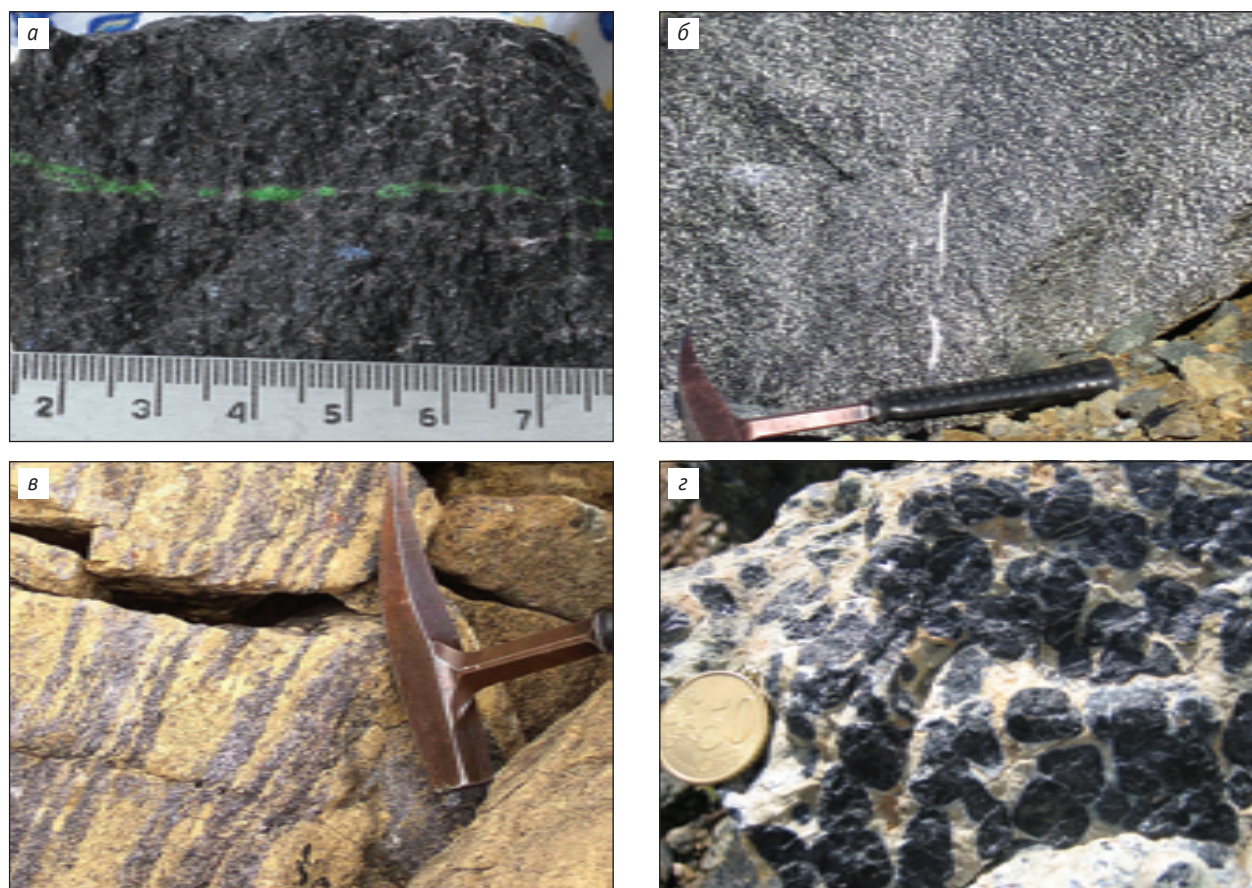


Рис.7. Структуры хромитов подиформных месторождений: *а* — массивная, зеленая жилка — уваровит (хромовый гранат); *б* — густовкрапленная рябчиковая, *в* — вкрапленно-полосчатая, *г* — нодулярная. Минералы черного цвета — хромшпинелиды, серого и светло-желтого — силикаты (в основном оливин и серпентин по оливину).

плавов с вмещающими перидотитами. Кроме того, появляется все больше сведений о находках в хромитах исключительно высокobarических минералов, таких как алмаз, коэсит, муассонит, твердые растворы титана и вольфрама, а также новые минералы (например, описанные в хромитах массива Лубуса на Тибете) [7, 13]. Эти находки говорят о больших глубинах источника магм.

Рудообразование в мантии

Все базитовые расплавы приходят из мантии, но в одном случае они поднимаются в кору и там формируют хромовые руды (стратиформный тип), а в другом взаимодействуют с мантийным веществом на глубине, ниже границы Мохоровичича — раздела земной коры и верхней мантии (здесь образуются хромовые руды подиформного типа). Состав расплавов, формирующих базиты офиолитовой ассоциации, относится либо к толеитам, которые аналогичны базальтам срединно-океанических хребтов, либо к бонинитам, распространенным в надсубдукционных обстановках.

Общая картина размещения хромитовых залежей в мантийном разрезе офиолитов достаточно условна, поскольку месторождения подиформного типа, как мы уже говорили, характеризуются сложной формой и часто труднопредсказуемой локализацией внутри массива. Для прогноза и поисков этого типа руд используют некие эмпирические данные — такие, как пространственное соотношение рудных тел и хромитонесных дунитов со структурами пластического течения в гарцбургитах (рис.8), положение рудных тел относительно петрологической границы Мохоровичича; положение рудных тел относительно границы существенно гарцбургитовой и лерцолитовой частей мантийного разреза.

Значительные различия в морфологии рудных тел, текстуре и составе самих руд, существующие даже в пределах одного массива, очевидно, отражают вариации процессов и физико-химических условий рудообразования. Например, рудные скопления могли возникнуть при кристаллизации хромшпинелида как из расплава, отделяющегося при частичном плавлении мантийных перидотитов, или из расплава, мигрирующего сквозь пери-

дотиты, так и при взаимодействии глубинного расплава с гарцбургитами, испытывающими высокотемпературные твердопластические деформации. Таким образом, сведения о положении хромитов в мантийном разрезе, их структуре и составе ложатся в основу представлений о процессах образования хромитов. По этим признакам выделяются следующие типы руд.

Массивные и нодулярные хромиты образуют линзы и жилы в гарцбургитах, в 200–500 м ниже петрологической границы Мохо. Рудные тела размером в несколько десятков метров залегают согласно с вмещающими породами, нередко в осевой части складок или флексур. От гарцбургитов их отделяет оболочка дунитов шириной от нескольких сантиметров до 2–3 м. Руды содержат 70–90% крупнозернистого хромшпинелида (величина хромистости составляет 43–55, содержание TiO_2 — 0.36–0.50%), 10–20% серпентинизированного оливина и до 10% диопсида.

Густовкрапленные средне- и мелкозернистые хромиты формируют жилы и трубообразные структуры в дунитах в центральной части мантийного разреза. Как правило, рудные тела встречаются на периферии дунитов, залегая согласно с ними и несогласно с гарцбургитовой полосчатостью (рис.8, врезка 2). Руды на 70–85% состоят из хромшпинелида (величина хромистости составляет 50–56, содержание TiO_2 = 0.24–0.30%) и на 15–30% — из серпентинизированного оливина.

Вкрапленные хромитовые руды (рис.8, врезка 1) формируют пластообразные полосчатые тела в дунитах вблизи границы с породами полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса (границы Мохо). Для них характерна значительная протяженность тел — до 1.5 км при мощности в несколько метров. Количественное соотношение хромшпинелида и силикатов меняется от 80/20 до 10/90. Пространственная ориентировка хромитовых полос параллельна границе Мохо. Состав хромшпинелида изменяется в следующих пределах: величина хромистости варьирует от 65 до 84, а содержание TiO_2 — от 0.14 до 0.29%.

Массивные, густовкрапленные, мелкозернистые хромиты образуют серии линзовидных, пластообразных и жильных тел в перекристаллизованных дунитах, которые присутствуют в нижней и центральной частях мантийного разреза. В ряде случаев установлено присутствие шпинелевых лерцолитов в тесной ассоциации с гарцбургитами. По сути, наблюдается сложное чередование дунитов, гарцбургитов и лерцолитов (рис.8, врезка 3). Очень разнообразная, неправильная форма хромитовых тел осложнена многостадийными пластическими, хрупко-пластическими и хрупкими деформациями. Соотношение хромшпинелида и силикатов здесь составляет не менее 70/30. Хромшпинелид имеет наиболее высокохромистый, высокомагнезиальный состав (величина хромистости составляет 72–83, а содержание

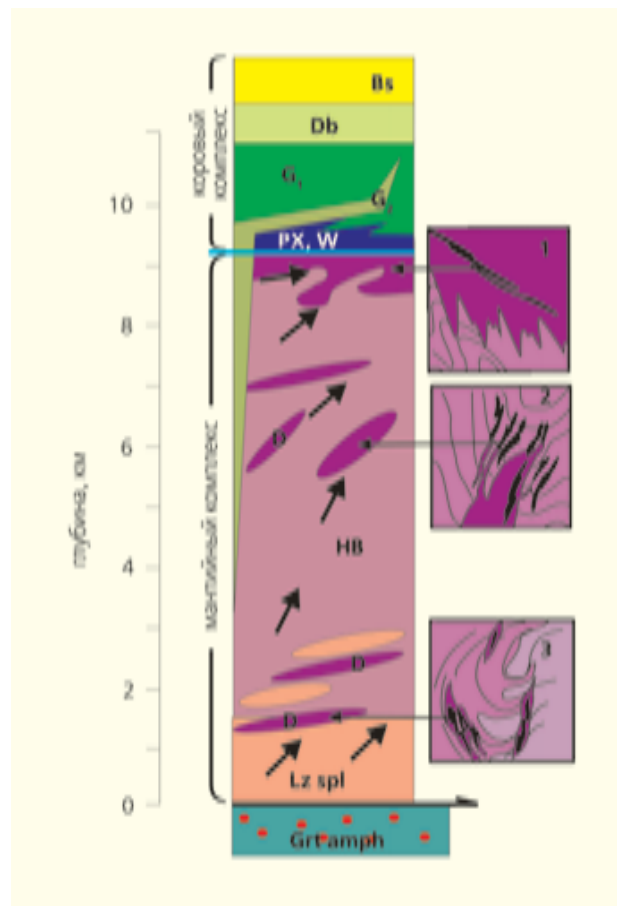


Рис.8. Положение подиформных хромитов в разрезе офиолитов. На врезках показано соотношение рудных тел и вмещающих дунитов со структурами субсолидусного мантийного течения в гарцбургитах [10]. Буквенные индексы: Bs — базальты, Db — диабазы (долериты), G₁ — габбро-нориты ранней фазы, G₂ — габброиды поздней фазы, D — дуниты, HB — гарцбургиты, Lz spl — лерцолиты шпинелевые, Grt amph — гранатовые амфиболиты в подошве аллохтонов. На врезке 1 показаны вкрапленные руды, на врезке 2 — густо вкрапленные, на врезке 3 — массивные.

TiO_2 = 0.20–0.51%). В этом типе руд распространены минералы группы платины: Os—Ir-твердые растворы, лаурит, ирарсит, эрликманит [10].

На сегодняшний день образование высокохромистых и глиноземистых хромитов в мантийных офиолитах связывается с двумя основными процессами в мантии: частичным плавлением мантийного вещества и взаимодействием мантийного рестита с мигрирующим расплавом. Оба процесса могли происходить на разных глубинах и в разное время при подъеме мантийного диапира в различных геодинамических обстановках [5, 7, 8, 14].

Высокоглиноземистые магнезиальные хромиты, скорее всего, формировались в процессе частичного плавления перидотитов в условиях низкой активности флюида. Рост же магматической

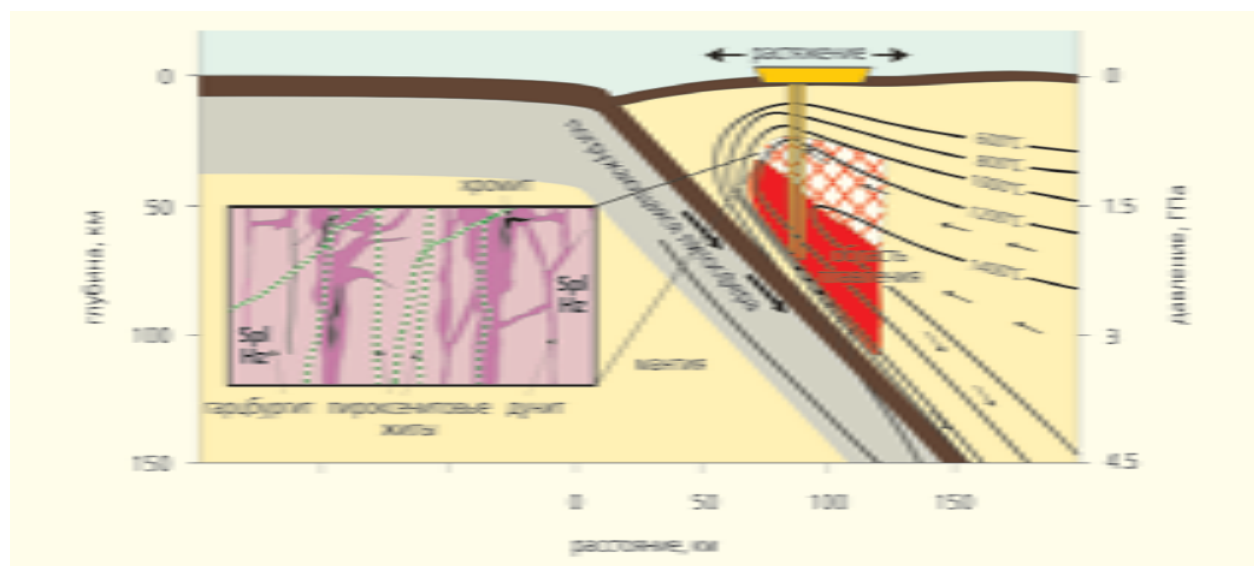


Рис.9. Область плавления мантии (красный цвет) и области взаимодействия образующегося расплава (красная клетка) с тугоплавкими мантийными породами (гарцбургитами) применительно к модели надсубдукционной геодинамической обстановки [15]. На врезке показан вертикальный разрез реального геологического обнажения на Полярном Урале — жилы дунитов с телами подиформных хромитов и жилы пироксенитов, секущие гарцбургиты. Фото внизу: а — жилы дунитов в гарцбургитах, б — дуниты нескольких поколений, вмещающие и рассекающие хромиты; в — зональная жила пироксенитов в гарцбургитах.

и флюидной активности выразился в кристаллизации высокохромистых низкомагнезиальных хромитов в крупных дунитовых телах среди гарцбургитов вблизи границы Мохо. Не исключено также, что подобные хромиты образовывались при реакции перидотитов с мигрирующими расплавами толеитового состава.

Следующие события происходили в мантии над зоной субдукции (рис.9) [15]. Там проходила реакция расплав—реститовый перидотит, или гарцбургит. Расплав в этом случае имел состав бонинитовых магм, чрезвычайно характерных для надсубдукционных обстановок. Такие вы-

сокомагнезиальные расплавы, относительно богатые хромом, приходят с больших глубин. При их реакции с перидотитами происходило образование дунитов, содержащих высокохромистые магнезиальные хромиты. В том случае, если перидотиты были истощены базальтоидными компонентами, дополнительным источником хрома могли служить также пироксены пород, взаимодействующих с расплавом. Реакция расплав—перидотит происходила на фоне пластических и хрупко-пластических деформаций перидотита при возрастании концентрации летучих компонентов. Результат такой реакции — образо-

вание дунитов, вмещающих высокохромистые магнезиальные металлургические хромиты.

* * *

В заключение мы хотим подчеркнуть, что все крупные и гигантские хромитоносные массивы формировались только в древнюю эпоху развития Земли — в архее и раннем протерозое (не позже 2 млрд лет назад). Расслоенные магматические интрузии образовывались и в более поздние эпохи, но в них хромитов уже не было. Месторождения хрома моложе 800 млн лет [6] стали находить исключительно (!) в мантийных породах офиолитовой ассоциации, которые представляют собой тугоплавкий респит от древнего частичного плавления мантии, но сами никогда не были расплавом. Расплавы приходили из глубин мантии и реагировали с таким тугоплавким респитом на разных глубинах и в разных геодинамических обстановках. Состав расплавов был различным, но все-

гда базитовым (типа нормальных океанических базальтов или высокомагнезиальных бонинитов). Сами руды становились контрастными по составу, и потому смогли появиться крупные месторождения высокохромистых металлургических руд.

Прогноз и обоснование локальных структурных критериев при поиске хромитовых руд (положение рудных тел по отношению к мантийным деформационным структурам и критическим горизонтам) обязательно потребуют оценить роль взаимодействия респит—расплав (флюид) в образовании рудовмещающих пород и самих руд хромитов и выявить связь между процессами транспортировки расплавов и образованием подформных хромитов. Определение возраста процессов рудообразования новыми высокоточными методами U—Pb- и Re—Os-изотопии и применение минералого-геохимического анализа руд приблизит нас к пониманию эволюции мантийного вещества и законов локализации руд. ■

Литература

1. Ходина М.А. Хромовые руды // Состояние и использование минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации / Гл. ред. С.Е.Донской. М., 2010. С.123—131.
2. Mineral commodity summaries 2012. U.S. Geological Survey. Reston, 2012.
3. Schulte R.F., Taylor R.D., Piatak N.M., Seal II R.R. Stratiform Chromite Deposit Model // U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey Open-File Report. Reston, 2010. P.1—7.
4. Eales H.V., Cawthorn R.G. The Bushveld Complex // Layered intrusions / Ed. R.G.Cawthorn. Amsterdam, 1996. P.181—229.
5. Thayer T.P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District // Turkey Economic Geology. 1964. V.59. №8.
6. Stowe C.W. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time // Economic Geology. 1994. V.89. №3. P.528—546.
7. Robinson P.T., Zhou M.-F., Malpas J., Bai W.-J. Podiform chromitites: their composition, origin and tectonic setting // Episodes. 1997. V.20. P.247—252.
8. Leblanc M., Ceuleneer G. Chromite crystallisation in a multi-cellular magma flow: Evidence from a chromite dyke in the Oman ophiolite // Litos. 1992. V.27. P.231—257.
9. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М., 1968.
10. Кениг В.В., Лукин А.М., Овечкин А.А., Перевозчиков Б.В. Хромитовые месторождения массива Райиз (Полярный Урал) // Полярный Урал — стратегия освоения: Тр. II Полярно-Уральской научно-практической конференции / Ред. И.И.Левинзон, А.М.Брехунцов. Тюмень; Салехард, 2004. С.74—83.
11. Савельева Г.Н., Савельев А.А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника. 1991. №3. С.47—58.
12. Савельева Г.Н., Соболев А.А., Батанова В.Г. и др. Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. 2008. №6. С.25—45.
13. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // Journal of Petrology. 1996. V.37. P.3—21.
14. Zhou M.F., Robinson P. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits // Economic geology. 1997. №92. P.259—262.
15. Batanova V., Belousov I., Savelieva G., Sobolev A. Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // Journal of Petrology. 2011. V.52. №12. P.2483—2521.