

**ХРОМИТОНОСНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА: ИЗУЧЕННОСТЬ,  
ПЕРСПЕКТИВЫ, ГЕНЕЗИС.**

**ЧАСТЬ 1: МАССИВЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА**

© Савельев Дмитрий Евгеньевич,

ГБНУ «Академия наук Республики Башкортостан»,

Институт геологии,

Уфимский федеральный исследовательский центр

Российской Академии наук, Уфа, Российская Федерация

**Аннотация.** В статье приведены сведения о хромитоносности четырех массивов в северной части Южного Урала – Уфалейского, Иткульского, Таловского и Кысыкульского. Описано геологическое строение некоторых месторождений, содержатся данные о запасах и содержаниях оксида хрома, составе рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов. Показано, что для Уфалейского массива характерны наиболее крупные залежи подиформного типа с массивными и густовкрапленными рудами, небольшие месторождения такого же типа встречаются в Кысыкульском массиве и реже — в Таловском. Для небольшого по размерам Иткульского массива характерно широкое распространение вкрапленного типа оруденения. Рассмотрены вопросы генезиса вмещающих дунитов и хромититов, условиях образования пород и руд. Показано, что вариации состава хромшпинелидов обнаруживают четкую связь с минеральным и химическим составом ультрамафитов: наиболее глиноземистые шпинелиды характерны для лерцолитов ( $\#Cr=0.2-0.45$ ), но в изученных массивах отмечаются крайне редко, промежуточные значения  $Cr/Al$  фиксируются в гарцбургитах ( $\#Cr=0.45-0.62$ ), а наиболее хромистыми являются шпинелиды и дунитов ( $\#Cr=0.7-0.85$ ) и хромититов ( $\#Cr=0.8-0.9$ ). Сохранность оливина и акцессорного хромшпинелида позволили определить условия образования данного парагенезиса по разным версиям геотермометра, оценить фугитивность кислорода. Определение температур минеральных равновесий по различным версиям геотермометров во всех случаях дает субсолидусные температуры. Закономерности изменения состава минералов в ряду пород лерцолит-гарцбургит-дунит наиболее надежно интерпретируются как сформированные в процессе прогрессирующего частичного плавления и обеднения тугоплавкого остатка (рестита) наиболее легкоплавкими компонентами. Сделан вывод о том, что ведущими процессами формирования хромитоносных разрезов были частичное плавление мантийного материала и субсолидусные процессы дифференциации рестита.

**Ключевые слова:** ультрамафиты, офиолиты, хромшпинелиды, дуниты, подиформные хромититы, оливин, частичное плавление, Южный Урал

**CHROMITEBEARINGNESS OF THE SOUTHERN URALS:  
KNOWLEDGENESS, PERSPECTIVES, ORIGIN.**

**PART 1: MASSIFS OF NORTHERN PART OF REGION**

© Saveliev Dmitry Evgenievich,

GBNU "Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan",

Institute of Geology, Ufa Federal Research Center

Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

**Summary.** The article provides information on the chromite content of four massifs in the northern part of the Southern Urals - Ufaley, Itkul, Talovsky and Kysykulsky. The geological structure of some deposits is described, data are provided on the reserves and contents of chromium oxide, the composition of ore-forming and accessory chromium spinels. It is shown that the Ufalei massif is characterized by the largest deposits of the subdiform type with massive and densely disseminated ores, small deposits of the same type are found in the Kysykul massif and, less frequently, in the Talovsky massif. The small Itkul massif is characterized by widespread disseminated mineralization. Questions of the genesis of host dunites and chromitites, conditions of formation of rocks and ores are considered. It is shown that variations in the composition of Cr-spinels show a clear relationship with the mineral and chemical composition of ultramafic rocks: the most aluminous spinels are characteristic of lherzolites ( $\#Cr=0.2-0.45$ ), but they are extremely rare in the studied massifs, intermediate values of Cr/Al are recorded in harzburgites ( $\#Cr =0.45-0.62$ ), and spinels and dunites ( $\#Cr=0.7-0.85$ ) and chromitites ( $\#Cr=0.8-0.9$ ) are the most Cr-rich. The preservation of olivine and accessory Cr-spinel made it possible to determine the conditions for the formation of this paragenesis using different versions of the geothermometer and to estimate the oxygen fugacity. Determining the temperatures of mineral equilibria using different versions of geothermometers in all cases gives subsolidus temperatures. The patterns of changes in the composition of minerals in the series of lherzolite-harzburgite-dunite rocks are most reliably interpreted as formed in the process of progressive partial melting and depletion of the refractory residue (restite) by the most fusible components. It is concluded that the leading processes of formation of chromite-bearing sections were partial melting of mantle material and subsolidus processes of restite differentiation.

**Key words:** ultramafic rock, ophiolite, Cr-spinel, dunite, podiform chromitite, olivine, partial melting, South Urals

**Введение.** В настоящее время в России разрабатывается единственное месторождение хромовых руд металлургического типа на массиве Рай-Из (Полярный Урал). Данное месторождение относится к подиформному типу. Помимо него, есть еще несколько перспективных месторождений и рудопроявлений на офиолитовых массивах Полярного Урала, а также разведанные месторождения стратиформного типа в Карелии (Аганозерское) и Мурманской области (Сопчеозерское). Глиноземистые руды огнеупорного типа разрабатываются на стратиформном Сарановском месторождении Пермского края. Необходимость изучения ультрамафитовых массивов с целью поиска новых проявлений хромитовой минерализации обусловлена дефицитом хромовых руд металлургического типа в России, который не может быть восполнен на протяжении уже 30 лет. Он связан с потерей кемпирсайской группы уникальных месторождений, оказавшихся после известных событий 1991 года в составе сопредельного государства. Ультрамафиты офиолитового типа в российской части Южного Урала занимают значительные площади (рис. 1) и представляют собой перспективный объект для поисков. В теоретическом аспекте до сих пор нерешенной является проблема происхождения рудных концентраций хрома в офиолитовых комплексах [1–4]. Данная работа начинается

цикл статей, посвященных хромитонности ультрамафитовых массивов российской части Южного Урала. Здесь будут рассмотрены хромитопроявления Уфалейского, Иткульского, Таловского и Кысыкульского массивов.

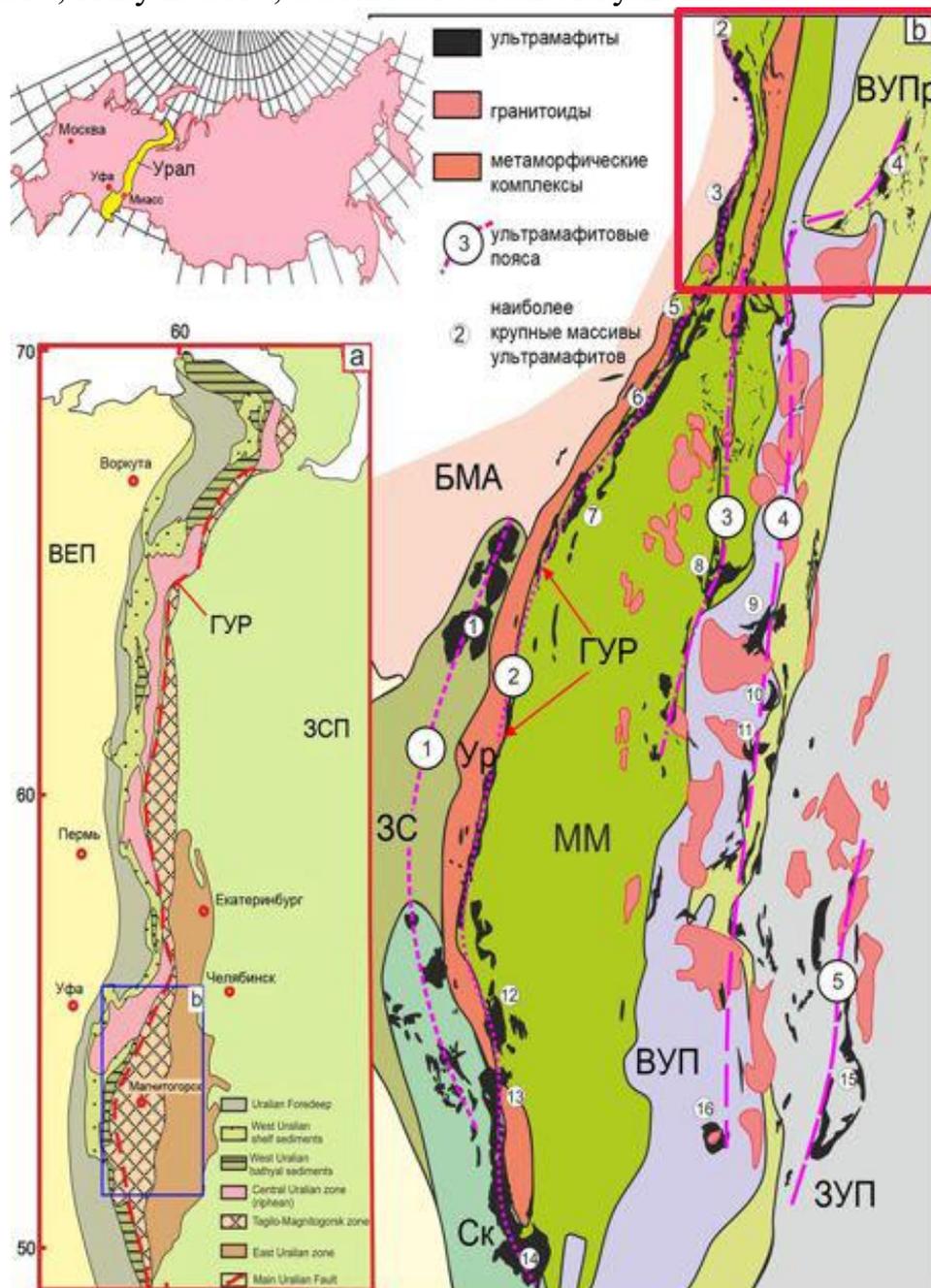


Рис. 1. Распределение офиолитовых ультрамафитов в пределах российской части Южного Урала

**Типизация ультрамафитовых массивов Южного Урала.** Месторождения хромовых руд связаны с двумя главными формационными типами ультрамафитов – дифференцированными (расслоенными) интрузиями платформенного типа и офиолитовыми ультрамафитами, синонимом последнего

термина является «альпинотипные», который исторически наиболее широко использовался уральскими геологами и вошел во многие публикации и методические руководства. В мире же к данным образованиям применяется термин офиолиты. Месторождения в дифференцированных комплексах принято называть стратиформными, а в офиолитах – подиформными.

Первые обычно представлены маломощными горизонтами, но прослеживающимися зачастую на огромных площадях (пример – Бушвельд), во втором – это линзовидные, жилообразные, часто подобные стручкам (от английского слова «rod») – весьма непредсказуемые для поисковых целей. Наиболее продуктивными на хромиты в мире являются стратиформные месторождения. В офиолитах крупные залежи известны только в юго-восточной части Кемпирсайского массива, что является счастливым исключением. Подобных по запасам массивов больше неизвестно. Типичная подиформная залежь обычно содержит 1–10 тыс. тонн руды [5]. Необходимо отметить, что на Южном Урале развиты исключительно подиформные залежи хромититов.

Хромититовые залежи в офиолитах всегда локализованы в дунитах, но по количественному соотношению хромитов и дунитов, а также структуре и текстуре можно все хромитопроявления подразделить на два подтипа. К первому относятся собственно «подиформные залежи» массивного и густовкрапленного сложения, которые обычно отделяются от окружающих гарцбургитов небольшой по мощности дунитовой оторочкой. Характерны средне и крупнозернистые структуры. Именно такие залежи обычно являются предметом поисков и представлены «кондиционными рудами». Ко второму подтипу относятся тела вкрапленных хромититов в мощных дунитовых телах, для них весьма характерна полосчатая текстура и мелкозернистая структура.

Все сказанное выше о вмещающих породах в полной мере относится только к массивам, породы которых сохранили первичный облик. Помимо типа 1 – крупных и средних по размерам массивов (Крака, Хабарнинский, Халиловский, Нурали, Уфалейский), в которых сохранились первичные перидотиты и дуниты, на Южном Урале широко распространены массивы, сложенные в той или иной степени измененными породами. Тип 2: массивы среднего размера с полностью серпентинизированными ультрамафитами, но сохранившими первичные структуры – Муслюмовский, Аккаргинский; тип 3: Массивы среднего размера, сложенные антигоритовыми серпентинитами – Верблюжьегорский, Варшавский, Татищевский; тип 4: Мелкие и средние массивы «меланжевого типа» (тела в ГУРе, Куликовский и др.)

**Степень изученности и рудный потенциал.** Уфалейский массив расположен в южном замыкании Тагильской мегазоны и примыкает к ее восточному борту, почти соприкасаясь с образованиями ильменогорско-вишнёвогорского мигматито-гнейсово-сланцевого комплекса (рис.2). Массив сложен апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, причем наибольшая сохранность первичных мантийных минералов отмечается в более

широкой северной части массива, тогда как клиновидная южная часть сложена полностью антигоритовыми серпентинитами.

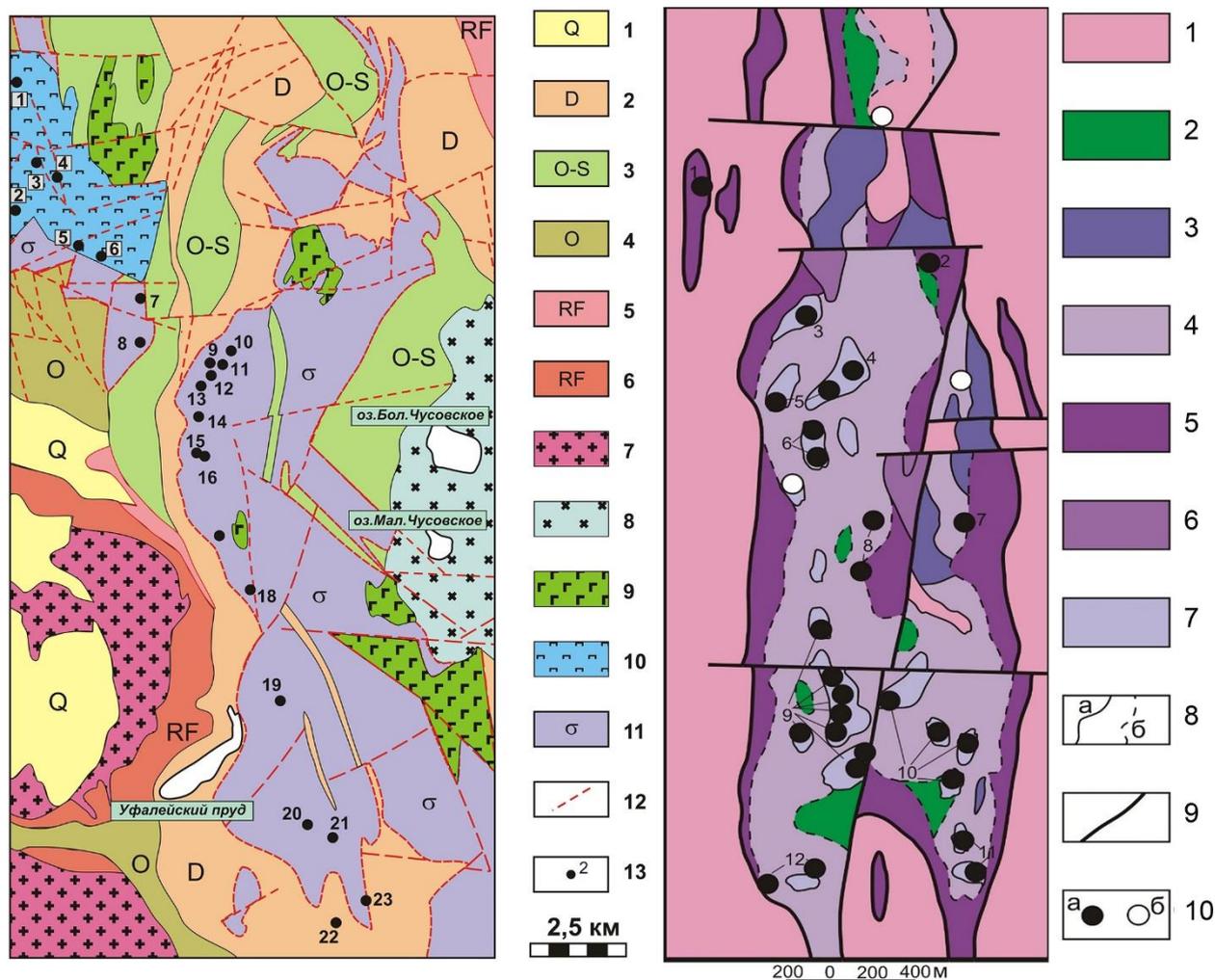


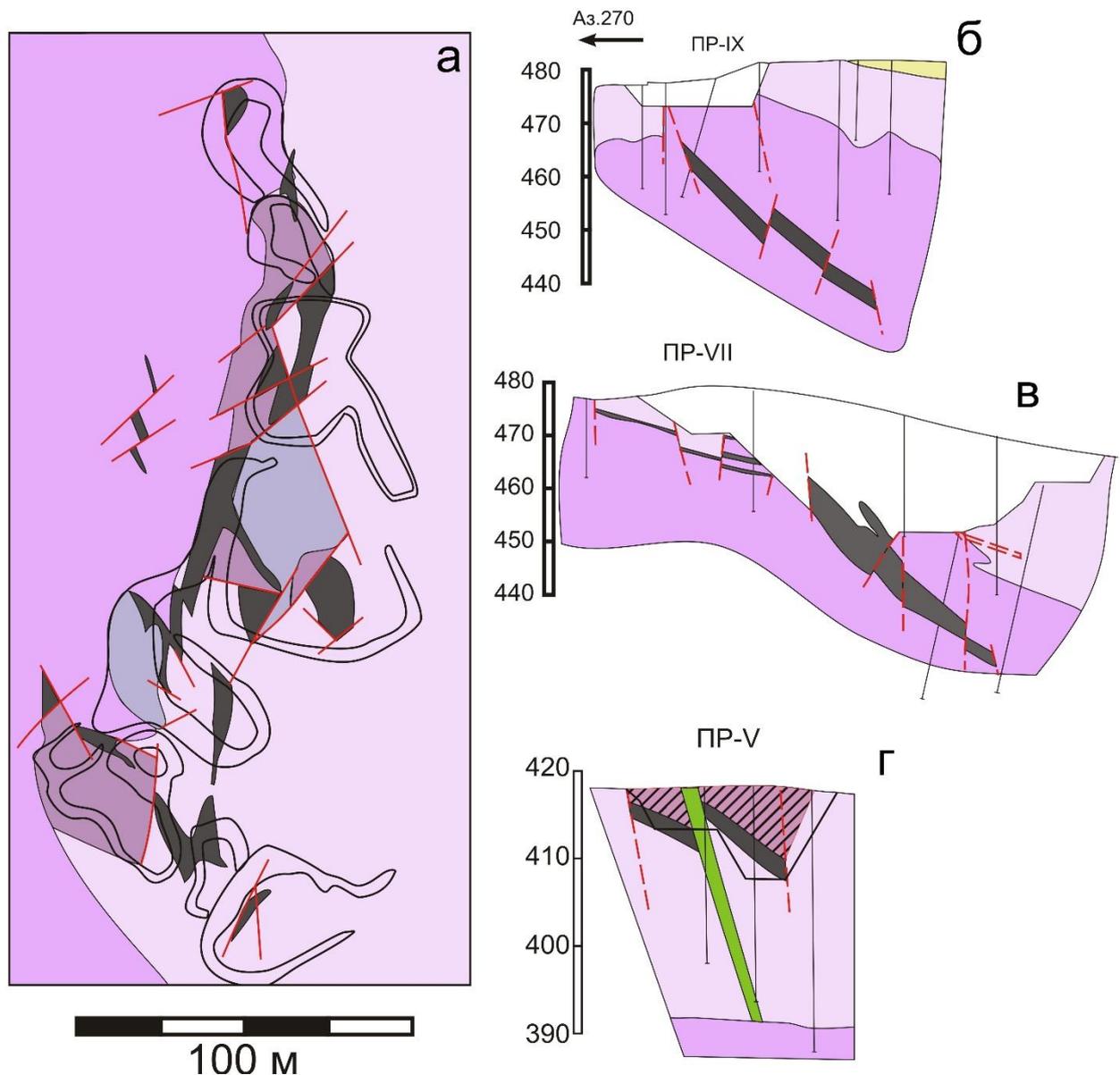
Рис. 2. Хромитопроявления Уфалейского и Иткульского массивов (по В.Н.Зиновьеву (2006 г.) и Б.В.Перевозчикову и др. [6])

где: а - 1 – четвертичные отложения, 2 – девонские вулканогенно-осадочные отложения (полевская свита), 3 – ордовикско-силурийские образования (юзельская свита), 4 – ордовикские образования (выйская свита), 5 – 6 – рифейские мета-морфические породы, 5 – сланцы куртинской свиты, 6 – амфиболиты, 7 – гранитоиды, 8 – кварцевые диориты Чусовского массива, 9 – габброиды, 10 – клинопироксениты и верлиты, 11 – серпентинизированные ультрабазиты реститового комплекса (апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты не ясной первичной природы), 12 – разрывные нарушения, 13 – хромитопроявления и их номера: 1 – 8 – Каркодинские (1 - №8, 2 - №4, 3- №6, 4 - №5, 5 - №9, 6 - №7, 7 - №2, 8 - № 1), 9 – Северо-Западное, 10 – 1-е Северное, 11 – Северо-Песчанское, 12 – Средне-Песчанское, 13 – Южно-Песчанское, 14 – Случайное, 15 – Западно-Родионовское, 16 – Восточно-Родионовское, 17 – Буслаява Гора, 18 – Николаева Гора, 19 – Уфалейское (58 квартал), 20 – Волчьегогорское, 21 – Туркинское, 22 – Уфалейское (106 квартал), 23 – Чернореченское.; б - 1 – протерозойские метаморфические образования, 2 – апогаббровые амфиболиты, 3 – клинопироксениты, 4 – дуниты серпентинизированные и аподунитовые серпентиниты, 5 – серпентиниты апогарцбургитовые, 6 – серпентиниты по ультрабазитам неустановленной природы, 7 – тальк-карбонатные, антигорит-тальк-карбонатные, хлорит-тальковые, хлорит-тремолитовые породы, 8 – геологические границы (а) достоверные (б) предполагаемые 9 – тектонические разрывы, 10 – рудопроявления (а) пункты минерализации (б) (1-Яблочный Крон, 2-На пашине, 3-Северный склон горы Утагил, 4-Юго-восточный склон горы Утагил, 5-Белая Яма, 6-№9 и 10, 7-№12, 8-№13 и 14, 9-Сукурсабын, 10-Буктыгын, 11-№ 28, 12- Сукурсабын-Южное). По данным работы [6].

В изучении хромитоносности Уфалейского и Каркодинского ультрамафитовых массивов можно выделить два основных периода. Первый охватывает предвоенные годы (1930-е) и связан с именами В.В. Родионова (1938 г.), В.В. Попова (1939 г.), В.С. Красулина (1939 г.). В это время было обнаружено большинство хромитовых объектов данного района, некоторые из них разведаны и частично отработаны. Возобновление интереса к хромитовым рудам рассматриваемых массивов произошло на рубеже XX и XXI веков (1990-2000-е годы) в связи с дефицитом хромового сырья. В период с 1996 по 2006 гг. в северной части Уфалейского массива и частично – на Каркодинском, велись поисковые и разведочные работы с применением комплекса геофизических методов и бурения (Зиновьев и др., 2006 г.).

В этот период разведывались и оценивались известные объекты и выявлен ряд новых месторождений. Хромшпинелиды, слагающие рудные тела месторождений массива, слабо метаморфизованы в отличие от аксессуарных хромшпинелидов вмещающих серпентинитов. Благодаря этому рудные тела довольно четко выделяются на картах магнитной съемки по отрицательным аномалиям магнитного поля, что позволило результативно использовать данный метод поисков (Зиновьев, 2006 г.). На разведанных месторождениях проводились опытно-эксплуатационные работы Челябинским электрометаллургическим заводом (ЧЭМК).

Хромитовое оруденение в пределах Уфалейского и Каркодинского массивов распределено неравномерно: рудопроявления и месторождения часто группируются в группы (рудные узлы). Наиболее значимым из них является Песчанский рудный узел, включающий Северо-, Средне- и Южно-Песчанские месторождения, 1-е и 2-е Северные, Северо-Западное, 2-е Северо-Западное и Случайное месторождения (рис.3). Несколько южнее расположено месторождение Буслаева гора. Все упомянутые месторождения можно отнести к «типично подиформным» залежам. Они характеризуются линзовидной или столбообразной («стручкообразной» или *rodiform*) морфологией, сложены густовкрапленными и массивными крупнозернистыми хромититами. Запасы месторождений варьируют от первых тысяч тонн до 100000 т руды со средними содержаниями 24–40 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> мас.% (таблица 1).



*Рис. 3. Морфология хромититовых залежей Песчанской группы Уфалейского массива (по В.Н.Зиновьеву, 2006 г.),*

*где: а – план Средне-Песчанского месторождения, б, в – разрезы Южно-Песчанского месторождения, г – разрез Восточно-Родионовского месторождения; 1 – рыхлые отложения, 2 – серпентиниты смятые нерасчленённые; 3 – серпентиниты апоперидотитовые и аподунитовые нерасчленённые; 4, б – зоны рассланцевания, 5 – рудные тела и их проекции; 7 – опытно-промышленные карьеры; 8 – тектонические нарушения; 9 – каналы.*

Иткульский массив находится в северной части Вишнёвогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса. В плане он имеет вытянутую форму в меридиональном направлении до 5 км при ширине до 1 км (рис.2). Центральную часть массива слагают дуниты и серпентиниты по ним, по периферии развиты апогарцбургитовые серпентиниты, на восточном контакте в

виде отдельных выходов встречаются пироксениты и габбро-диориты, преобразованные до амфиболитов. Местами ультрамафиты метаморфизованы до тальк-карбонатных, актинолит-тремолитовых, хлорит-тальковых пород.

В пределах Иткульского на площади менее 3 кв.км выделяется разными авторами от 12 до 31 рудопроявлений [6]. На отдельных объектах оруденение прослежено горными выработками до глубины 60 м. Руды густовкрапленные мелкозернистые, в центральных частях тел до массивных, на периферии переходящие в бедновкрапленные, содержат 20-30% оксида хрома, в массивных оно поднимается до 40% и более. Запасы хромититов по состоянию на 1936 г. оценивались в 100-150 тыс.т руды с содержанием более 20% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Несмотря на вкрапленный тип, такая концентрация оруденения делает массив весьма перспективным объектом для поисковых работ [7].

Таловский габбро-гипербазитовый массив приурочен к полосе ультрабазитов Главного Уральского разлома. Он расположен в северной части Магнитогорского мега-синклинория между допалеозойскими образованиями Центрально-Уральского поднятия с запада и Вишневогорско-Ильменогорским метаморфическим комплексом с востока. С юга на север массив вытянут на 25 км при ширине до 7 км. Изучению ультрабазитов рассматриваемой площади посвящены работы В.В.Бабкина и др. (1982 г.), А.Н.Черноостровца и др (1995 г.), В.И. Петрова и др. (2002 г.), Р.П.Тихоненковой, Т.И.Фроловой, Г.Б.Рудника, А.Н.Левченко, С.А.Зорина (1961 г.), И.В.Жилина (1977 г.), К.К.Золоева (1974 г.), А.С.Варлакова [8], Р.О.Берзона (1975 г.) и [9].

Массив находится в зоне сочленения двух ультрамафитовых формаций – концентрически-зональной платиноносной и альпинотипной хромитоносной. Разные исследователи рассматривали массив то как альпинотипный, то как концентрически-зональный. Например, А.С. Варлаков [8] относит его к клинопироксенитовой формации платиноносного пояса, продолжающегося на юг в виде разрозненных массивов, а Р.О.Берзон [9] относит его к типичным представителям альпинотипной формации. Центральная часть массива сложена породами верлит-клинопироксенитового комплекса, которые с запада и востока обрамлены полностью серпентинизированными породами дунит-гарцбургитового комплекса.

Дуниты и гарцбургиты восточной части массива полностью превращены в лиза-рдитовые, хризотилловые и антигоритовые серпентиниты с петельчатой структурой, среди которых преобладают апогарцбургитовые серпентиниты. В виде вытянутых полос развиты тальковые и тальк-карбонатные породы. В западной части массива присутствуют как полностью серпентинизированные разности, так и практически свежие дуниты и гарцбургиты. На границе с вмещающими породами прослеживается узкая полоса (50-100 м), рассланцованных хризотилловых серпентинитов. Мощность западной полосы офиолитовых ультрамафитов в 3-4 раза меньше восточной.

Породы дунит-гарцбургитового комплекса Таловского массива вмещают несколько хромитовых тел, наиболее крупными из которых являются Сардаткульское и Августовское месторождения. Кроме того, известно несколько десятков рудопроявлений и точек минерализации. Сардаткульское и Августовское месторождения находятся на восточном склоне г. Сардаткуль в 3,5 км на северо-запад от пос. Андреевка и к юго-западу от оз. Сардаткуль и представлены тремя рудными залежами. Наиболее значительная Первая залежь, расположенная вблизи контакта серпентинитов и габбро-диоритов Тыелгинского массива, разработана карьером длиной 60 м и шириной 8-11 м, вытянутым в меридиональном направлении. В настоящее время карьер практически полностью завален, доступным остается только центральная часть длиной 30 м и глубиной 5-7 м. В северной части из него пройдены шурфы и шахта до глубины 16 м. Остатки хромитовой руды в виде густого вкрапленника наблюдаются вдоль восточного борта карьера и, частично, вдоль западного. Наиболее густая вкрапленность (до сплошного хромита) приурочена к центральной части рудного тела, а к периферии постепенно сменяется более редким вкрапленником.

Кысыкульский массив является продолжением на юг Таловского массива. Он сложен преимущественно аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Здесь известно несколько тел хромитов, наиболее крупным из которых является месторождение Симская яма (или Шахта Шуппе). Оно открыто в 1883 г. и разрабатывалось до 1914 г. [10]. Оно является наиболее крупным хромитовым объектом в пределах рассматриваемой площади. На месторождении заложен карьер размером 35x18x15 м, из северной стенки которого пройдена шахта до глубины 35 м. Оруденение представлено одним рудным телом массивного хромита, залегающим среди рассланцованных серпентинитов. Вмещающие породы оталькованы, хлоритизированы, в них отмечаются многочисленные включения карбонатов, родохрома. Среди серпентинитов отмечаются реликты выветрелых дунитов с прожилками полосчатых густовкрапленных хромитов.

Основное рудное тело имело субмеридиональное простирание и субвертикальное падение (аз.пад.  $95 \square 80^\circ$ ) и характеризовалось крутым северным склонением под углом  $50-70^\circ$ . Мощность тела массивного хромита на поверхности составляла 3-4 м, а на глубине 20-30 м варьировала от 5 до 9 м [10]. Таким образом, рудное тело имело форму лин-зы, погружающейся к северу. Содержание  $Cr_2O_3$  в руде составляет от 39,31 до 49,65% (в среднем 43%), сведений о количестве добытой руды нет, в недрах осталось около 1000 т хромита. Кроме основного участка, называемого «Шахтой Шуппе», вблизи расположены еще два (II и III – Ушаковский отвод). Протяженность рудных тел по падению на этих участках не превышает 12 м, более заметным распространением здесь пользуются густовкрапленные хромиты. Содержание

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> на участке II варьирует от 17,21 до 39,25%, в среднем составляя 31,21%, а на III участке – 27,6-43,16%, в среднем – 36,9% [10].

Таблица 1 – Основные хромитопоявления изученных массивов

Массив	Месторождение	A+B+C1+C2 (тонны)	P1+P2 (тонны)	Содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Ссылка
Уфалейский	Буслаева гора	64387	17386	30,5	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Северо-Песчанское	46539		32,94	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Северо-Западное 1-2	87650	16578	24-40	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Южно-Песчанское	33800	26000	26,7-32,6	[Зиновьев, 2006]
Уфалейский	Волчьегорское	30000		10-40	[Мазур, 1961 г.]
Иткульский	Большая яма и др.		100000	20	[Красулин, 1939 г.]
Таловский	Августовское	3000		28	[Вахромеев и др., 1936]
Таловский	Сардаткульское	1000		27	[Вахромеев и др., 1936]
Кысыкульский	Симская яма (шахта Шуппе)	1100		45	[Вахромеев и др., 1936]

**Вопросы генезиса хромитов.** Офиолитовые комплексы складчатых поясов традиционно считаются фрагментами древней океанической коры и верхней мантии геологического прошлого [11, 12]. Традиционно в их последовательности выделяют так называемый мантийный разрез в нижней части – лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, и коровый – в верхней (габбро, базальты, глубоководные осадки). Ультрамафитовые массивы таким образом представляют собой верхнюю мантию, претерпевшую различные процессы дифференциации при высоких РТ условиях и низкотемпературные преобразования при тектоническом выведении в верхние горизонты земной коры.

На протяжении почти ста лет не прекращается дискуссия о происхождении в офиолитовых ультрамафитах дунитовых тел и приуроченных к ним хромитовых залежей [13-16]. С 1970-х годов общепринятым стало представление, что мантийный разрез офиолитов – это реститы от экстракции базальтовых расплавов [12, 17]. Вместе с тем, почти все исследователи, изучавшие месторождения хрома, считали, что они обладают «кумулятивными характеристиками» и, таким образом, задача выяснения генезиса хромитов была сведена к тому, каким образом «кумулятивные» хромиты оказались в реститовой мантии [18]. В 1980-90-х годах были предприняты интенсивные исследования физико-химических условий образования расплавов, которые мигрируют сквозь мантию, чтобы понять их влияние на отложение и состав хромита [19, 20]. Исследовалась также роль в кристаллизации хромита летучих

компонентов и флюидов [21, 22]. Позднее нами разработана реоморфическая модель формирования рудных концентраций хромшпинелидов в мантийных ультрамафитах [23, 24], которая является логическим продолжением исследований, установивших тектоническую природу мантийного разреза офиолитовых комплексов.

Определение условий образования мантийных пород и руд обычно проводится с использованием составов сосуществующих минералов, а если породы сохранили большую часть первичных минералов, то возможно использование и микроструктурных критериев. К сожалению, на всех изученных массивах первичные породы в значительной степени изменены вторичными процессами и переработаны в серпентиниты. Тем не менее, реликтовый оливин сохранился в ультрамафитах Уфалейского и Иткульского массивов. Наибольшую сохранность демонстрирует хромшпинелид – постоянный аксессуарный минерал во всех разновидностях ультрамафитов и главный минерал хромититов. Содержание его в лерцолитах и гарцбургитах изменяется от десятых долей процента до 3–5%, а дунитах отмечаются более широкие вариации вплоть до образования рудных концентраций (вкрапленные хромититы содержат > 20% хромита).

Вариации состава хромшпинелидов обнаруживают четкую связь с минеральным и химическим составом ультрамафитов: наиболее глиноземистые шпинелиды характерны для лерцолитов ( $\#Cr=0.2-0.45$ ), но в изученных массивах отмечаются крайне редко, промежуточные значения  $Cr/Al$  фиксируются в гарцбургитах ( $\#Cr=0.45-0.62$ ), а наиболее хромистыми являются шпинелиды и дунитов ( $\#Cr=0.7-0.85$ ) и хромититов ( $\#Cr=0.8-0.9$ ).

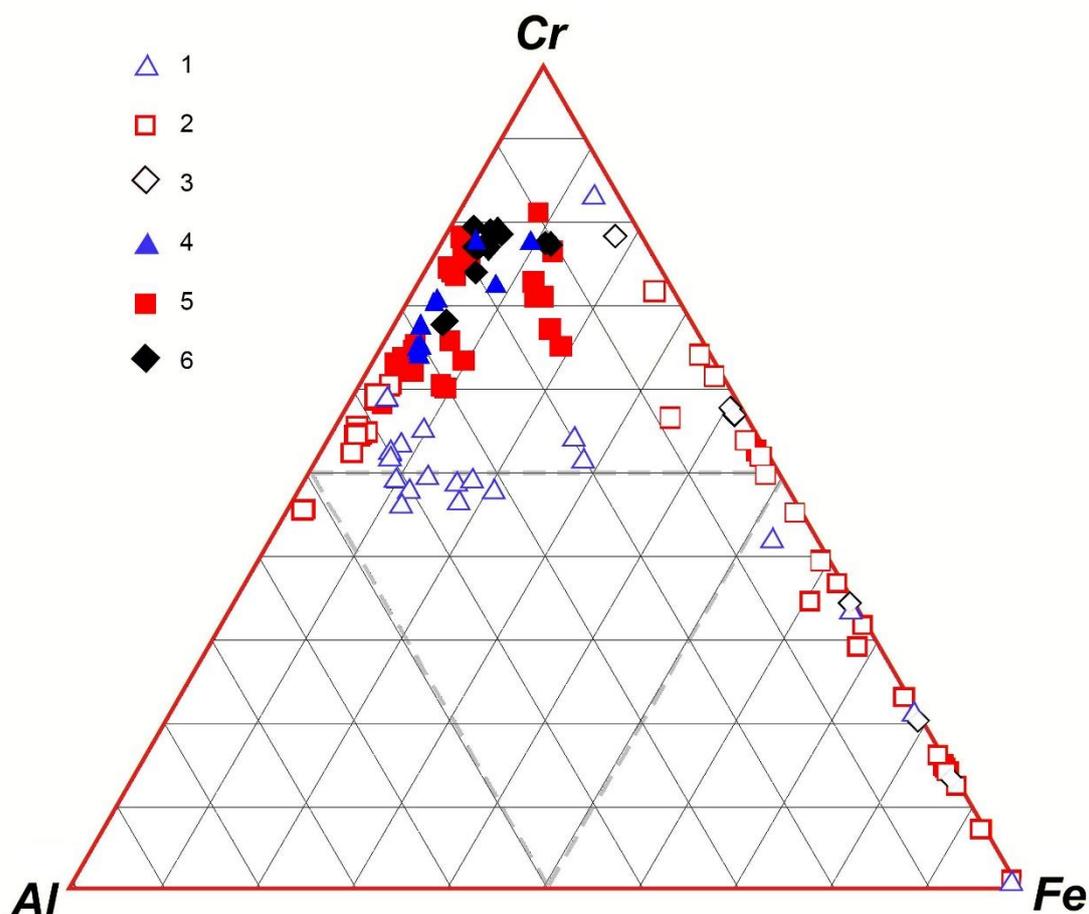


Рис. 4. Состав рудообразующих хромшпинелидов массивов северной части ГУР где: 1 — 3 — акцессорные, 4 — 6 — рудообразующие; 1, 4 — Таловский, 2, 5 — Уфалейский, 3, 6 - Иткульский

Сохранность оливина и акцессорного хромшпинелида позволяет определить условия образования данного парагенезиса по разным версиям геотермометра, оценить фугитивность кислорода [25-27]. Определение температур минеральных равновесий по различным версиям геотермометров во всех случаях дает субсолидусные температуры. Закономерности изменения состава минералов в ряду пород лерцолит-гарцбургит-дунит наиболее надежно интерпретируются как сформированные в процессе прогрессирующего частичного плавления и обеднения тугоплавкого остатка (рестита) наиболее легкоплавкими компонентами.

**Финансирование:** исследования проведены в рамках Государственного задания по теме № FMRS–2022–0011.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 2018. 304 с.

2. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. Pp. 148–158.
3. Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // *Mineralium Deposita*. – 2021. V.56(6). Pp.1111–1132. doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5)
4. Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites); In *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed.; Elsevier Academic: Cambridge, MA, USA, 2020. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>.
5. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. // *Econ. Geol.*, 1964, V. 59. Pp. 1497–1524.
6. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. /под. ред. Перевозчикова Б.В. Пермь, 2000. 474 с.
7. Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // *Руды и металлы*. 2012. №2. С. 36–40.
8. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР 1986. 224 с.
9. Берзон Р.О. Золотоносность гипербазитов. М.: ВИЭМС. 1983. 47 с.
10. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е. и др. Уральские месторождения хромита // *Тр. ВИМС*. Вып. 85. М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР. 1936. 240 с.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
12. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 585 с.
13. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука. 1969. 232 с.
14. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.
15. Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzoffer A. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia // *Econ. Geology*, 1981, V. 76. Pp. 805–831.
16. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J. Petrology*, 1982, V. 23. Pp. 103–125.
17. Greenbaum D. Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*, 1972, V. 238. Pp. 18–21.
18. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 2012. 468 p.
19. Roeder P.L., Reynolds I. Crystallisation of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrology*, 1991. V. 32. Pp. 909–934.

20. 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 // *J. Petrology*. 1996. V. 37. №1. Pp. 3–21.
21. Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. Pp. 235–243.
22. McElduff B., Stumpfl E.F. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus: evidence for the role of a fluid phase, accompanying chromite formation // *Mineralium Deposita*, 1991, V. 26. Pp. 307–318.
23. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // *Руды и металлы*. 2011. №5. С. 35-42.
24. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // *Вестник Пермского университета. Геология*. 2014. №4. С. 22-41.
25. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxydation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. Pp. 27–40.
26. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. Pp. 329–336.
27. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. Pp. 325–334.

## REFERENCES

1. Saveliev D.E. Kraka ultramafic massifs (the Southern Urals): features of structure and composition of peridotite-dunite-chromitite assemblages. Ufa: Bashkir encyclopedia. 2018. 304 p. (in Russian)
2. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*. 2014. V. 189. Pp. 148–158.
3. Saveliev D.E. Chromitites of the Kraka ophiolite (South Urals, Russia): geological, mineralogical and structural features // *Mineralium Deposita*. 2021. V.56(6). Pp.1111–1132. doi.org/10.1007/s00126-021-01044-5.
4. Wu W., Yang J., Lian D., Rui H. New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites); In *Encyclopedia of Geology*, 2nd ed.; Elsevier Academic: Cambridge, MA, USA, 2020. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>.
5. Thayer T. P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. // *Econ. Geol.*, 1964, V. 59. Pp. 1497–1524.

6. The register shows of chromite in alpinotype peridotites of Urals. Perm: KamaRICSDI. 2000. 474 p. (in Russian)
7. Saveliev D.E., Snachev V.I. Deposits of poor chromitite ores of the Southern Urals and prospects of their use. Rudy I metallu, 2012, Is. 2. Pp. 36-40. (in Russian)
8. Varlakov A.S. Petrology of serpentinization processes of hyperbasites of folded regions. Sverdlovsk: IGG USC AS USSR. 1986. 224 p. (in Russian)
9. Berson R.O. Au-bearingness of hyperbasites. Moscow: VIEMS. 1983. 47 p. (in Russian)
10. Vakhromeev S.A., Zimin I.A., Kozhevnikov K.E. Uralian deposits of chromite. Trudy VIMS. V. 85. Moscow-Leningrad. 1936. 240 p. (in Russian)
11. Coleman R.G. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? New York: Springer. 1977. 229 p.
12. Ringwood A.E. Composition and petrology of Earth mantle. Moscow: Nedra, 1981. 585 p. (in Russian, translated from English)
13. Kravchenko G.G. A role of tectonic in crystallization of chromite ore of Kempirsai massif. Moscow: Nauka, 1969. 232 p. (in Russian)
14. Pavlov N.V., Grigorieva I.I., Grishina N.V. Formation and genetic types of chromite deposits of geosynclinal regions / *Usloviya obrazovaniya magmaticheskikh rudnykh mestorozhdenii*. Moscow: Nauka, 1979. Pp. 5–78. (in Russian)
15. Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhofer A. Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia // *Econ. Geology*, 1981, V. 76. Pp. 805–831.
16. Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // *J. Petrology*, 1982, V. 23. Pp. 103–125.
17. Greenbaum D. Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*, 1972, V. 238. Pp. 18–21.
18. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University, 2012. 468 p.
19. Roeder P.L., Reynolds I. Crystallisation of chromite and chromium solubility in basaltic melts // *J. Petrology*, 1991. V. 32. Pp. 909–934.
20. 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 // *J. Petrology*. 1996. V. 37. № 1. Pp. 3–21.
21. Matveev S. Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 203. Pp. 235–243.
22. McElduff B., Stumpfl E.F. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus: evidence for the role of a fluid phase, accompanying chromite formation // *Mineralium Deposita*, 1991, V. 26. Pp. 307–318.
23. Saveliev D.E., Fedoseev V.B. Plastic flow and rheomorphic differentiation of matter in the mantle ultramafic rocks // *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*. 2014. No 4. C. 22–41. (in Russian)

24. Saveliev D.E., Fedoseev V.B. Segregation mechanism of chromitite body formation in the ultrabasic rock of folded belts // *Rudy I metalli*, 2011, No5. Pp.35–42. (in Russian)

25. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxydation state of the upper mantle // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1991. V. 107. Pp. 27–40.

26. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 6. Pp. 329–336.

27. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1979. V. 68. Pp. 325–334.

#### **Сведения об авторах:**

**Савельев Дмитрий Евгеньевич**, ведущий научный сотрудник Института геологии ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр Российской Академии наук», доктор геолого-минералогических наук, профессор, 450006, г. Уфа, Российская Федерация, ул. Карла Маркса, д. 16/2. E-mail: [sav171@mail.ru](mailto:sav171@mail.ru). ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

**Savelyev Dmitry Evgenievich**, Leading Researcher, Institute of Geology, Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, 450006, Ufa, Russian Federation. st. Karl Marx, 16/2. E-mail: [sav171@mail.ru](mailto:sav171@mail.ru). ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

© Савельев Д.Е.