ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК 553.2

Геолого-промышленные типы месторождений. Тип хромшпинелевый в расслоённых гипербазитах

Р. Г. Ибламинов, Е. М. Томилина
Пермский государственный национальный исследовательский университет
614068, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: riaminov@psu.ru
(Статья поступила в редакцию 17.05.2025 г.)

Геолого-промышленный тип месторождений хромшпинелевый в расслоённых гипербазитах (стратиформный) является важным мировым источником хромовых руд. Рассмотрены причины регионального геологического положения рудоносных гипербазитов на юге Африканской платформы и на востоке Восточно-Европейской, строение Бушвельдского и Сарановского рудных полей, закономерности строения рудных залежей на примере отдельных месторождений, особенности зональности рудных тел, их минералогического состава. Предложена гипотеза тектоно-рестит-кристаллизационной дифференциации магмы в образовании руд.
Ключевые слова: *стратиформные месторождения хрома, строение, состав, условия образования*.
DOI: 10.17072/psu.geol.25.3.273

Введение

Руды хрома входят в группу черных металлов, обеспечивая получение нержавеющих, жаропрочных, твердых (инструментальных) сталей. В цветной металлургии хром используют для получения высокотемпературных сплавов нагревателей электрических печей. Для электролитического хромирования используется хромовый ангидрит. Руды применяют в качестве огнеупорных материалов при футеровке печей для плавки металлов. Часть руд потребляется химической промышленностью для получения соединений хрома, в том числе хромовых квасцов, используемых при дублении кож. Широкое применение хрома в промышленности обеспечивает высокий спрос на хромовое минеральное сырье.

Месторождения хрома как гипербазитофильного элемента (Ибламинов, 2023) тесно связаны с магматическими породами ультраосновного отряда. В магматическом процессе хром накапливается в гипербазитах, где его содержание в 1,2 раза выше, чем в мантии. В спрединговой обстановке при плавлении мантии он не переходит в состав ранних базальтов, а накапливается в высокотемпературном остатке (рестите). Из реститового расплава формируются альпинотипные гипербазиты дунит-перидотитовой формации, с которыми связаны линзообразные (подиформные) залежи хромовых руд складчатых областей (Ибламинов, 2024).

В тектонических обстановках активизированных платформ в условиях стратиформной дифференциации мантийного материала хром также накапливается в наиболее высокотемпературных магмах, образующих гарцбургит-ортопироксенит-норитовую формацию.

Таким образом, формируются два главных геолого-промышленных типа месторождений хромовых руд: *тип хромшпинелевый в альпинотипных гипербазитах* и тип *хромшпинелевый в расслоённых гипербазитах*. В сводной генетической классификации месторождений оба входят в эндогенную серию и магматическую группу месторожде-

© Ибламинов Р. Г., Томилина Е. М., 2026
Работа лицензирована в соответствии с CC BY 4.0. Чтобы просмотреть копию этой лицензии, посетите https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/

ний, но в разные генетические классы. Первый тип концентрируется в классе реститовом, а второй – в классе кристаллизационном (Ибламинов, 2019; Iblaminov, 2020).

Промышленные минералы хрома относятся к классу сложных оксидов с координационной структурой, группе шпинели, подгруппе хромшпинелидов, состав которых описывается общей формулой $(Mg^{2+},Fe^{2+})(Cr^{3+},Al^{3+},Fe^{3+})_2O^{2-}_4$. Форма кристаллов октаэдрическая, сингония кубическая. Вхождение элементов в состав хромшпинелей определяется близостью радиуса иона Cr^{3+}, равного 0,064 А, радиусам ионов Al^{3+} (0,067), Fe^{3+} (0,067), Mn^{3+} (0,070), Co^{3+} (0,064). Изоморфизм между парой Mg^{2+} (0,074) и Fe^{2+}(0,080) определяется близостью радиусов их ионов.

В данной статье подробно остановимся на геолого-промышленном типе месторождений хрома в расслоённых гипербазитах.

Тип хромшпинелевый в расслоённых гипербазитах, именуемый еще по (Государственный доклад …, 2019; Методические рекомендации …, 2007) *стратиформным*, играет ведущую роль в экономике хромоворудного минерального сырья.

В стратиформных месторождениях России сосредоточено 84 % запасов хромовых руд. Среди них различают месторождения рядовых и убогих руд с содержанием Cr_2O_3 35–45 и 22–30 % соответственно (Гос. доклад …, 2019). К первому подтипу относят объекты Сарановского рудного поля в Пермском крае: Главное Сарановское с запасами руды 1 113 тыс. т при содержании Cr_2O_3 39 %, Южно-Сарановское – запасы 1 959 тыс. т, содержание 37,7 %, а также Малый Пестерь; ко второму – Аганозёрское в Республике Карелия (запасы – 8 111 тыс. т, содержание 22,65 %) и Сопчеозёрское в Мурманской области (запасы – 4 808 тыс. т, содержание 25,68 %).

За рубежом к стратиформному типу относятся месторождения Бушвельдского комплекса (ЮАР), Долина Сукинда, Куттак (Индия), Грейт Дейк (Зимбабве), Стиллуотера (США), Кеми (Финляндия), Кампо Формозо (Бразилия) (Charlier at al., 2015). Суммарно на их долю приходится около 87 % мировых запасов хромовых руд (Ерёмин, Дергачев, 2007).

Характерной чертой месторождений является наличие субпараллельных залежей хромититов в телах расслоённых ультраосновных и основных магматических пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Формация отличается присутствием в породах наряду с оливином $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$ магнезиальных ромбических пироксенов (энстатита $Mg_2[Si_2O_6]$ и гиперстена $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$).

Месторождения формируются в тектонической обстановке активизированных платформ, возраст большинства месторождений колеблется от позднего архея до позднего протерозоя (AR_3 – PR_2). Для рудных тел характерна пластообразная, реже линзообразная форма залегания, согласная с напластованием стратифицированных плутонов. Рудные залежи имеют приуроченность к определенным горизонтам расслоённых комплексов. Мощность рудных тел колеблется от первых сантиметров до единиц метров, редко – до первых десятков метров. Обычно чем больше мощность залежей, тем выше в них содержание полезных компонентов. Рудные хромшпинелиды в большинстве своем представлены алюмохромитом, реже субферриалюмохромитом (Никольская и др., 2021).

Сопоставим два крупных рудных поля. Одно расположено в пределах юга Африканской платформы, в ее осевой части, другое – на восточной окраине Восточно-Европейской платформы.

Бушвельдский комплекс

Комплекс представляет собой уникальное по размеру и строению магматическое тело сложного состава, содержащее породы от ультраосновного до кислого состава. Составляющий его рудный Бушвельдский плутон имеет форму гигантского лополита длиной 450 км и шириной 250 км, мощностью 8–11 км, площадью 65 тыс. км^2. Слагающие его магмы внедрились в толщу кварцитов и эффузивов Трансваальской системы в раннем протерозое около 2,050 млрд лет назад. Е. В. Шарков (2006) обращает внимание на очень быстрое внедрение магм в геологическом времени на протяжении всего лишь 75 тыс. лет, а период затвердевания плутона составлял около 200 тыс. лет.

В это время на Земном шаре существовала серия обстановок тектоники малых плит (Хаин, 1995), состоящая из группы протоплатформенных обстановок, которые включали обстановку протоплитного синеклизного режима. В течение синеклизного режима накопилась базальная континентальная терригенная ассоциация, отражающая трансгрессивную обстановку осадконакопления. В ЮАР к ассоциации относится формация кварцево-кварцитопесчаниковых конгломератов мощностью 12,4 км, приуроченная к нижней части палеопротерозоя, слагающего Трансваальскую синеклизу Каапваальского палеократона.

Образование мощных осадков синеклизы привело к активизации протократона, осуществился переход к протосинеклизно-рифтовой обстановке и формированию Бушвельдского массива (Ибламинов, 2015).

F. J. Sowkins (1990) считает, что Бушвельдский комплекс был заложен в анорогенных отложениях, где не происходило предшествующего или последующего рифтогенеза, поэтому, возможно, уместно связать его образование с наличием нижележащих очагов горячей мантии (глубинной горячей точки).

Бушвельдский массив (рис. 1, табл. 1) содержит наиболее крупные запасы хромовых руд (845 млн т при содержании Cr_2O_3 35–37 %, отношении Cr_2O_3/FeO 1,6–1,7).

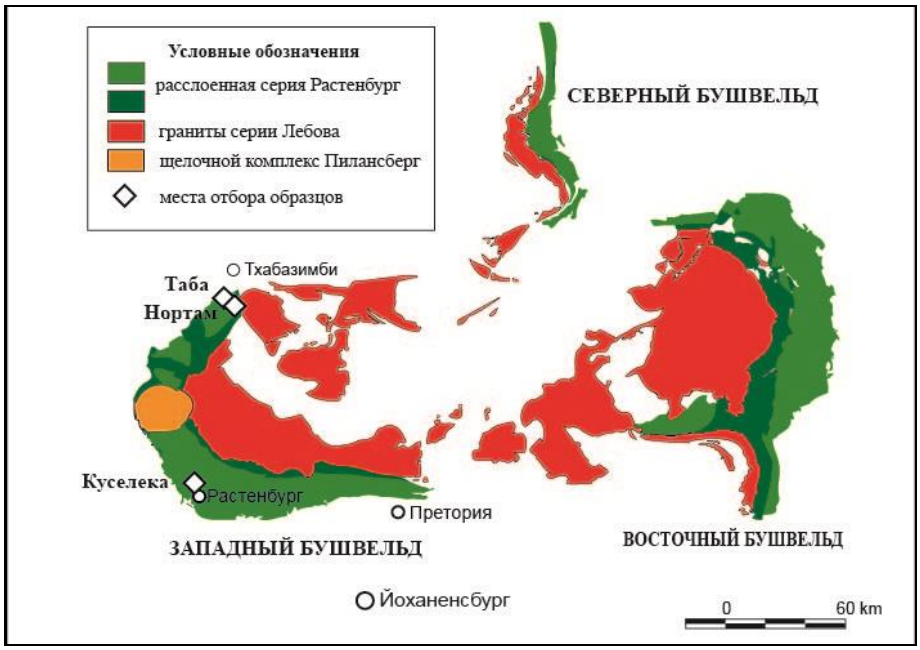


Рис. 1. *Геологическая карта Бушвельдского массива (по материалам Cawthom, 2015)*

Таблица 1. *Характеристика геологического разреза Бушвельдского массива (Уиллемз, 1973)*

Зона	Мощность, км	Состав
4. Верхняя	1,9	Ферродиорит
		Габбро, 21 маломощный *титаномагнетитовый* пласт
		Главный *титаномагнетитовый* пласт (мощность 2,4 м)
3. Главная	3,0	Норит, габбро-норит и анортозит, 4 *титаномагнетитовых* пласта
2. Критическая	1,1	Риф Меренского (*платина*)
		Норит, переслаивающийся с пироксенитом и анортозитом, *хромитит*
		Главный *хромитовый* пласт в пироксенитах (мощность 1,2 м)
1. Базальная	1,3	Чередование пироксенита, норита, перидотита, пласты хромшпинелида
Закалки		Оливиновый норит (гиперит) и включения кварцита

В массиве представлен полный разрез рудоносной гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Он содержит гигантские по площади, но небольшие по мощности пластообразные залежи хромшпинелевых, титаномагнетитовых и платиновых руд, расположенные в определенных частях геологического разреза, состоящего из четырех зон (табл. 1)

Пласты хромовых руд в количестве до 30 располагаются в Критической зоне среди ортопироксенитов и норитов, переслаивающихся с ортопироксенитом и анортозитом. Главный хромитовый пласт мощностью 1,2 м залегает в пироксенитах, которые вместе с рудами прослежены по простиранию на 300 км. Соответственно, запасы превосходят 1 млрд т руды с содержанием Cr_2O_3 в хромшпинелидах от 38 до 54 % с преобладанием минералов с содержанием 42–46 %, что отвечает преобладанию субферриалюмохромита (рис. 2) (Никольская и др., 2021).

Нами (Ибламинов, Томилина, 2021) исследовались породы и хромититы рудника Таба, расположенного в северо-западной зоне комплекса Бушвельд (рис. 1). В результате петроминераграфичнеского изучения вертикального разреза пласта хромовой руды и микрофотографий, выполненных Е. М. Томилиной, была установлена следующая информация.

Подрудные ортопироксениты характеризуются равномернозернистой, панидиоморфной структурой, с редкой вкрапленностью хромшпинелидов. (рис. 3, 4). 90–95 % объема породы занимают кристаллы гиперстена и энстатита размером от 2 до 3,5 мм. Редко встречаются зерна плагиоклаза размером 0,5–1,2 мм (~3 %), который заполняет пространство между ортопироксенами. Местами отмечается клинопироксенизация ортопироксенов.

Идиоморфные зерна хромшпинелидов образуют пойкилитовую структуру (рис. 4).

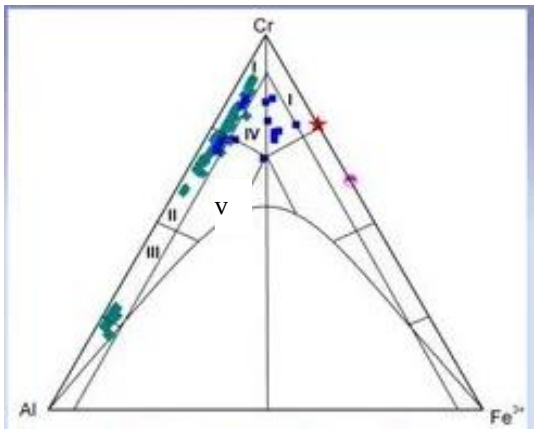


Рис. 2. *Классификационная диаграмма составов хромшпинелидов по Н. В. Павлову: I – хромит, II – алюмохромит, III – хромпикотит, IV – субферрихромит, V – субферриалюмохромит*

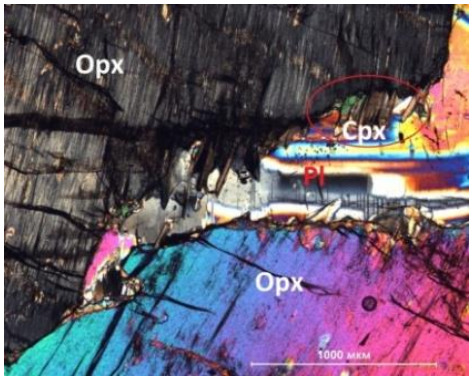


Рис. 3. *Микрофотография ортопироксенита (проходящий свет, с анализатором*). *Opx – ортопироксен, Cpx – клионопироксен, Pl – плагиоклаз*

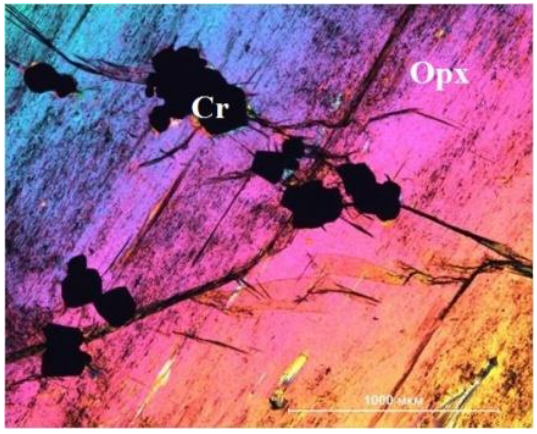


Рис. 4. *Включения хромшпинелида (Cr) в ортопироксене (Opx) (проходящий свет, с анализатором)*

Хромититы в интерстициях включают зерна ортопироксена размером 2,0–3,5 мм, а ближе к их кровле появляются сульфиды. Во вкрапленных хромититах наблюдаются включения мелких хромшпинелидов диаметром 0,06–0,08 мм в крупных кристаллах ортопироксена (рис. 5).

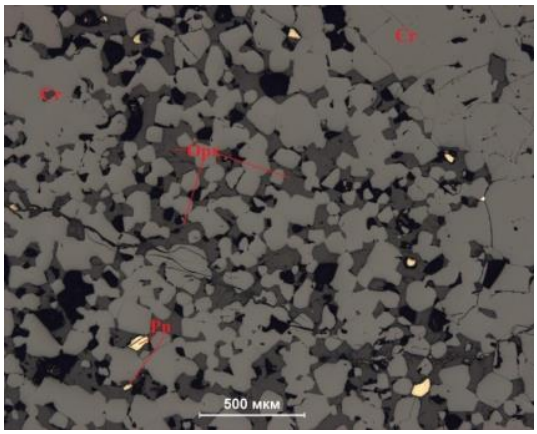


Рис. 5. *Включения зерен хромшпинелида (Cr), пентландита (Pn) в крупные зерна ортопироксена (Opx) в хромитите (отраженный свет, без анализатора)*

Во втором структурном типе крупные зерна хромшпинелида (0,5–1,8 мм) образуют агрегаты из плотно сросшихся кристаллов, границы которых плавно изогнуты (рис. 6). В надрудных ортопироксенитах в составе минералов появляются сульфиды: пирротин, пентландит и халькопирит (рис. 7).

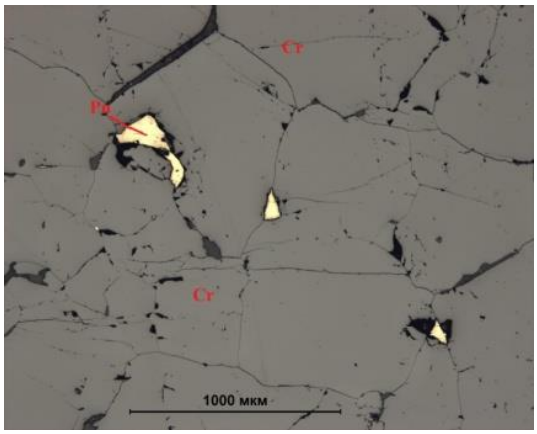


Рис. 6. *Зерна хромшпинелида (Cr) и пентландита (Pn) (отраженный свет, без анализатора)*

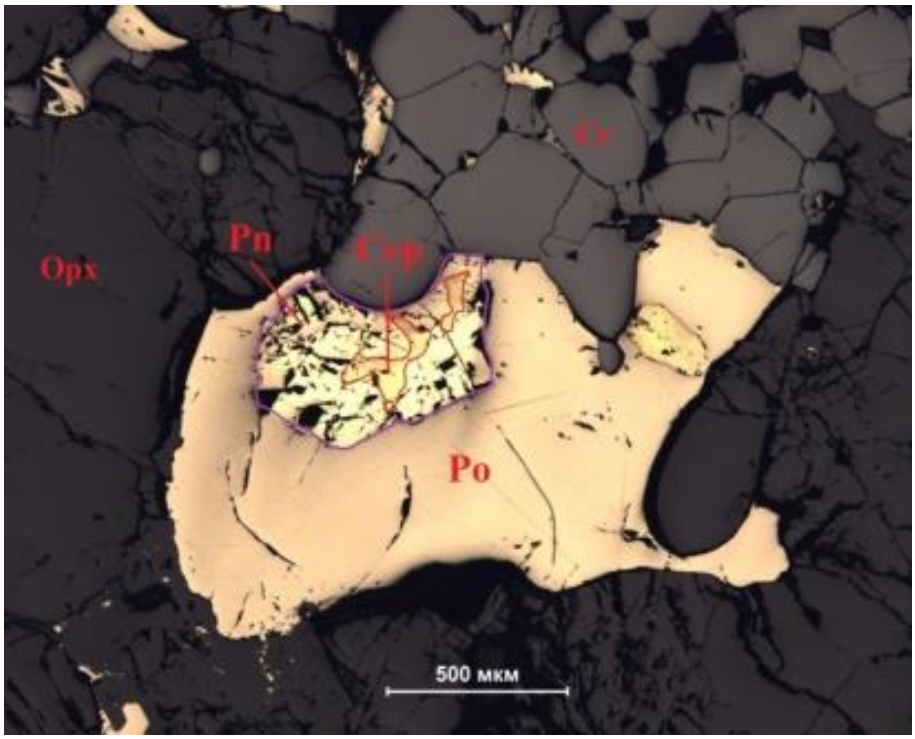


Рис. 7. *Пирротин (Po), пентландит (Pn) и халькопирит (Ccp) в породообразующих минералах (Cr – хромшпинелид, Opx – ортопироксен), слой MG4A (отраженный свет, без анализатора)*

В составе хромшпинелидов от подошвы к кровле рудного пласта увеличиваются содержания хрома и магния, а уменьшаются – алюминия, титана, железа, марганца. Однако в самой кровле пласта (интервал 0,8–1,1) содержания хрома понижены (табл. 2). Тенденцию уменьшения содержаний хрома и увеличения содержаний алюминия в хромшпинелидах в направлении от подошвы к кровле залежи достаточно отчетливо показывает увеличение отношений Cr_2O_3/Al_2O_3.

Таблица 2. *Осредненные по интервалам составы хромшпинелидов, мас. %*

Интервал, м	Al_2O_3	Cr_2O_3	TiO_2	MgO	FeO	MnO	Cr_2O_3/Al_2O_3	Количество замеров
1,1–0,8	19,01	44,78	0,73	8,61	25,72	0,28	2,36	132
0,8–0,6	16,70	47,94	0,77	8,65	25,97	0,19	2,87	54
0,6–0,4	18,62	45,95	0,68	9,79	25,20	0,02	2,47	199
0,4–0,2	18,80	45,03	0,71	9,61	25,71	0,04	2,40	127
<0,2	19,87	43,18	0,96	7,86	28,18	0,27	2,17	67

Сарановский комплекс

На западном склоне Среднего Урала (Пермский край) расположен хромитоносный сарановский комплекс расслоённых интрузий гипербазитов, а на Южном Урале в аналогичной структурной позиции находится базитовый расслоённый комплекс титаномагнетитовых руд. Их формирование происходило в условиях активизированного в позднем протерозое суперконтинента Родиния. Активизация выражалась в существовании протерозойского авлакогенового режима, наибольшая активность которого осуществлялась в осевой части Родинии, представляющей собой в обобщенном виде парапепелевидную фигуру, состоящую из будущих Восточно-Европейского и Сибирского кратонов, имеющих архейско-раннепротерозойский фундамент.

Образовалась Протоуральская рифтово-интраокеаническая структурно-формацион-

ная мегазона. Можно полагать, что она была подобна современной Восточно-Африканской рифтовой системе.

Мегазона начала формироваться в направлении с юга на север (в современных координатах). Первоначально в среднем рифее развивалась Южно-Уральская Машакская рифтогенная зона, представленная машакской свитой, сложенной на 50 % базальтами, характерными для континентальных платформ, и на 10 % риолитами с подчиненным количеством терригенных пород. Возраст базальтов оценивается в 1,350 млрд лет, что соответствует основанию среднего рифея (RF_2). Северо-восточнее в составе комплекса присутствуют карбонатные породы, а также Кусинско-Копанско-Рябиновский массив, Кусинско-Копанская часть которого сложена стратифицированными габбро-амфиболитами с пластообразными залежами ильменит-титаномагнетитовых руд (Ибламинов, 2021).

Машакская зона к северу сменяется Средне-Уральской Кваркушско-Каменногорской рифтогенной зоной, разрез которой представлен карбостромово-сланцевой вулканогенной бимодальной базальт-риолитовой, далее сланцево-вулканогенной, терригенной фалаховой и, наконец, магматическими гарцбургит-ортопироксенит-норитовой, а также трахибазальтовой формациями. Именно с телами гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации связана Сарановская группа месторождений хромовых руд.

В протерозое Сарановская формация формировалась в течение достаточно короткого времени как расслоённый комплекс. Об этом свидетельствуют стратиграфические исследования С. Б. Суслова и В. Н. Зорина (1999), которые считают, что формирование комплекса происходило на границе между ранне- и поздневильвенским временем раннего венда, поскольку гальки хромшпинелидов обнаружены в конгломератах верхневильвенской свиты.

Позже, уже в раннем палеозое, начиная с ордовика, территория превратилась в палеоуральскую мегазону и прошла все стадии ее развития, заканчивая пермской коллизией.

Рассматриваемый сарановский комплекс подвергся различным разрывным нарушениям и оказался разорванным на 10 самостоятельных тел, участки распространения которых обведены красной линией (рис. 8).

Главное Сарановское месторождение приурочено к наиболее крупному из массивов комплекса. Его пластообразные субпараллельные залежи массивных руд мощностью до 10 м располагаются среди серпентинизированных гипербазитов. В рудах преобладает хромпикотит с небольшой примесью хромового хлорита.

По О. К. Иванову (1990), западная часть Северного Сарановского массива сложена аподунитовыми серпентинитами, которые образуют субмеридиональное линзовидное тело размером 850×175 м, круто падающее на восток. Северо-восточнее его, ближе к висячему боку массива, располагается тело серпентинизированных стратифицированных гипербазитов длиной 1100 м и шириной 120 м (рис. 9, табл. 3).

Восточнее стратифицированных гипербазитов в непосредственном контакте с ними располагается тело габбро-анортозитов. В состав Северного Сарановского массива входят также поперечные дайки метапикритов мощностью до нескольких десятков метров, которые пересекают гипербазиты и рудные тела, но не выходят за пределы массива. Породы даек сильно изменены и превращены в тремолито-хлоритовый или хлоритовый агрегаты. Можно предположить, что первоначально они были остаточными расплавами, внедрившимися в котракционные трещины после формирования рудных тел и в целом стратифицированного комплекса.

Рудные залежи располагаются параллельно друг другу, что еще раз подчеркивает расслоённость интрузии (табл. 3).

Весьма выдержанные по мощности рудные тела осложнены позднейшими пликативными и дизъюнктивными нарушениями (рис. 10).

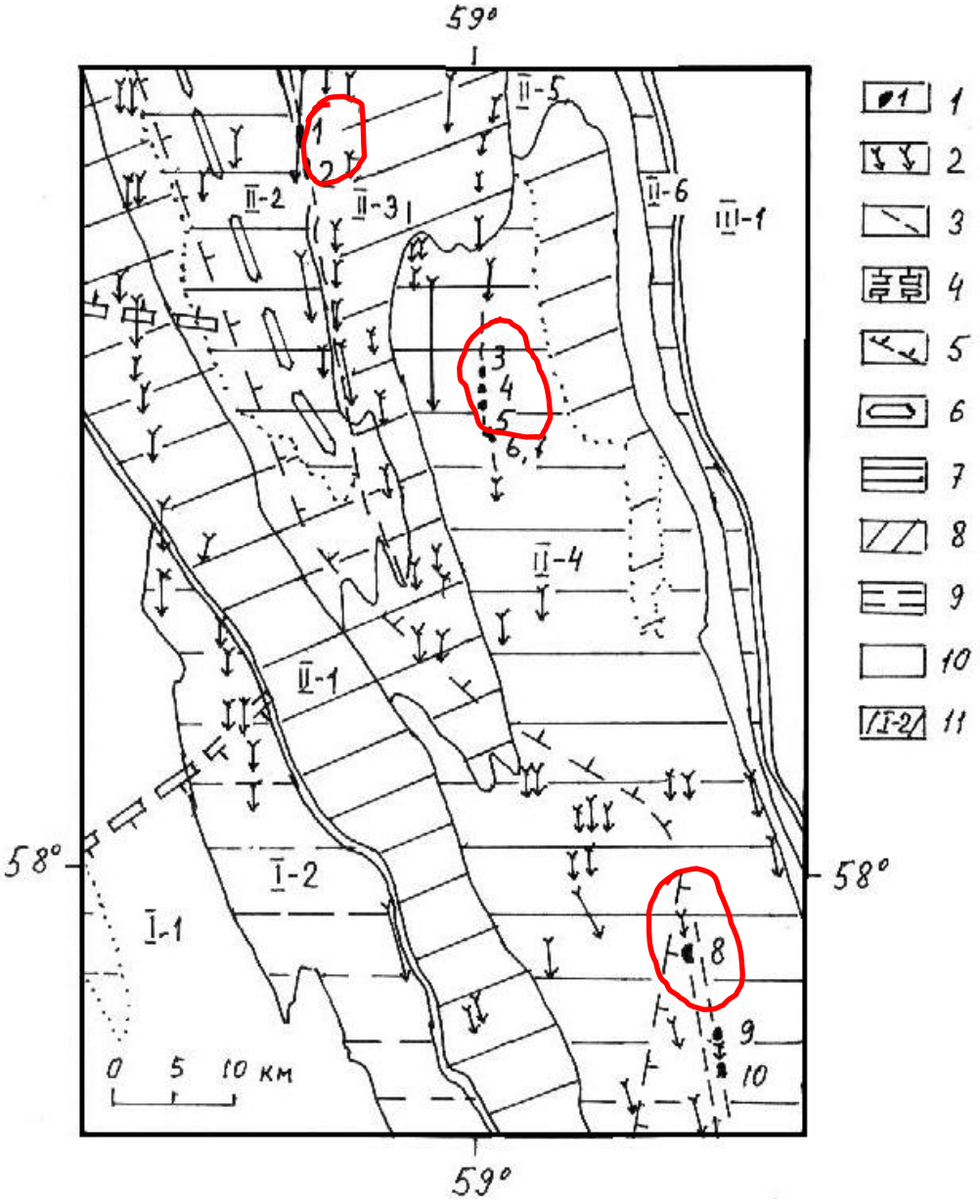


Рис. 8. *Геологическое положение тел Сарановского магматического комплекса (составлено Р. Г. Ибламиновым, 2002 (по материалам Ю. А. Будрина, В. А. Цыганкова, А. М. Зильбермана, Г. О. Пунтусовой, Ф. А. Курбацкой). Тела магматических комплексов: 1 – Сарановского (1 – Северное Сарановское, 2 – Южное Сарановское; 3, 4, 5 – Кырминские; 6, 7 – Воронковские; 8 – Клыктанское; 9, 10 – Ашкинские), 2 – Усьвинского; 3 – разломы, контролирующие положение тел Сарановского комплекса; структуры фундамента: 4 – границы субширотного зеленокаменного пояса архейской гранит-зеленокаменной области, 5 – западная граница опущенного и переработанного блока фундамента Русской плиты, 6 – осевая зона рифейско-вендского палеорифта, фиксирующаяся в фундаменте и чехле линейным распространением пород с повышенной магнитной восприимчивостью, а в чехле – с повышенной плотностью; геологические формации чехла: 7 – рифейские грабеновые, 8 – верхнерифейско-нижневендская рифтовая спарагмитовая, 9 – верхневендская синеклизная флишоидно-молассоидная, 10 – палеозойские; 11 – структуры осадочного чехла и их номера: Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Кизеловско-Дружининская структура (I–1 – Староуткинская структура, I–2 – Сылвицко-Сулемский моноклинорий); Центрально-Уральское поднятие, Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий (II–1 – Вильвинско-Шишимский моноклинорий, II–2 – Кваркушско-Басегский антиклинорий, II–3 – Усьвинско-Серебрянский седловидный синклинорий, II–4 – Каменногорский антиклинорий), Улсовско-Висимский мегасинклинорий (II–5 – Висимский синклинорий), Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий, Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий (II–6 – Колпаковский блок); Тагильско-Магнитогорский прогиб, Тагильский мегасинклинорий (III–1 – Лозьвинско-Ревдинская моноклиналь)*

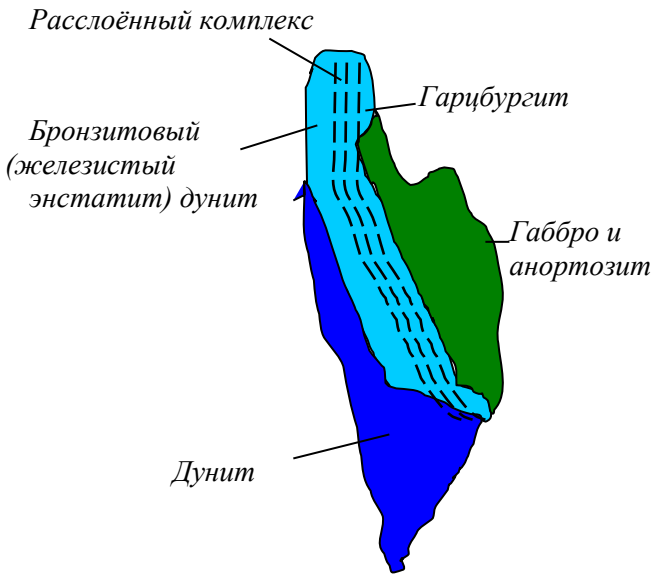


Рис. 9. *Петрографическая модель строения Главного Сарановского массива (по Иванову, 1990, с изменениями). Пунктирными линиями показаны три промышленные залежи хромовых руд. Все ультраосновные породы интенсивно серпентинизированы*

Таблица 3. *Характеристика геологического разреза Сарановского массива (по Иванову, 1990)*

Зона		Мощность, м		Состав
3	Верхняя	230		Метагаббро-анортозиты (слои анортозитов и пироксенитов в преобладающем габбро)
2	Стратифицированных гипербазитов полностью серпентинизированных	232	5	Гарцбургит
			7	Дунит
			60	Дуниты бронзитовые, выше гарцбургиты, 8 пластов *хромититов, Восточное рудное тело (ВРТ)*
			15-25	*Центральное рудное тело (ЦРТ)* мощностью 10 м Дуниты хромшпинелид-бронзитсодержащие, бронзит-флого-питсодержащие и флогопитсодержащие *Западное рудное тело (ЗРТ)* мощностью 5 м
			30	Дуниты бронзитсодержащие и бронзитовые, *1 пласт хромититов* пироксеновых мощностью 0,1 м
			80	Дуниты тонкополосчатые бронзит- и хромшпинельсодержащие, *6 пластов хромититов* оливин-пироксеновых мощностью 1–6 м
			50	Дуниты бронзитовые и бронзитсодержащие, *7 пластов хромититов* пироксеновых и пироксенсодержащих
1	Базальная	175		Дуниты полностью серпентинизированные

Геохимические поля распределения содержаний Cr_2O_3 всех эксплуатируемых рудных залежей (рис. 11) в Сарановском месторождении характеризуются слоисто-ячеистым строением. Оно выражается в чередовании узких линзовидных участков повышенных содержаний с участками пониженных содержаний. Причем эти линзовидные участки ориентированы вдоль простирания рудных тел параллельно линиям их выклинивания.

Аналогичный характер распределения химических элементов характерен для расслоённых залежей Кусинского месторождения (Ибламинов, 2021). Он указывает на единство процесса рудообразования, протекавшего в расслоённых интрузиях вне зависимости от их состава и состава продуктов дифференциации.

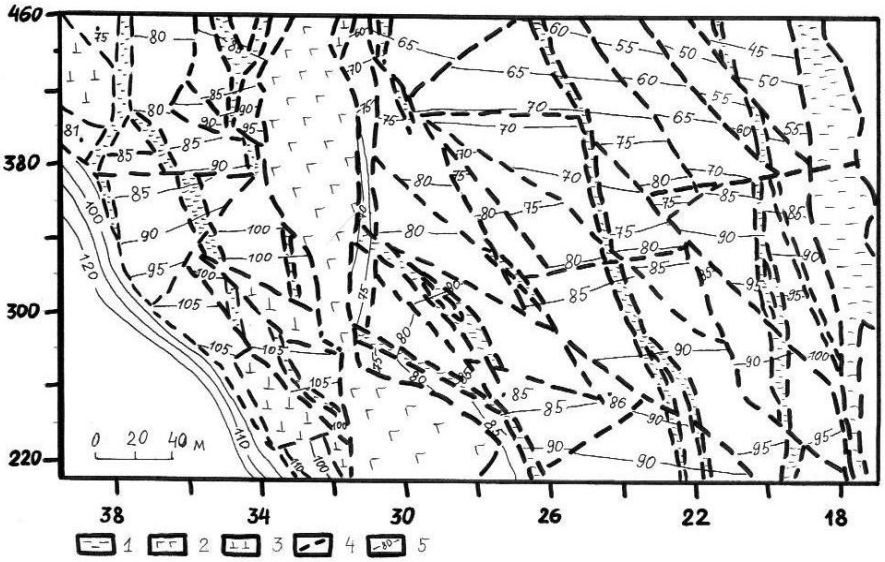


Рис. 10. *Проекция восточного бока ЦРТ (Центрального рудного тела) на вертикальную плоскость в изолонгах: 1 – дайки метапикритов, 2 – дайка габбро-долеритов, 3 – серпентиниты (тектонические «окна»), 4 – разрывные нарушения, 5 – изолонги (линии равных расстояний от расположенной западнее плоскости проекции, м). По вертикальной оси – отметки горизонтов, по горизонтальной – номера маркшейдерских линий (Ибламинов, 2002)*

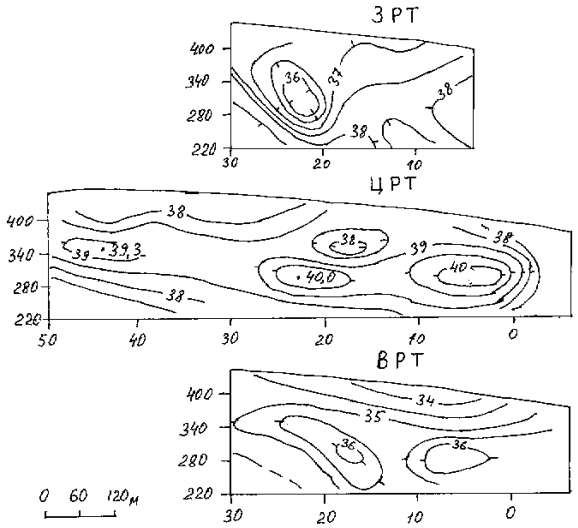


Рис. 11. *Распределение Cr_2O_3 (изолинии содержаний, мас. %) в рудных телах Главного Сарановского месторождения. На проекциях рудных тел по вертикальной оси проставлены отметки горизонтов отработки (м), по горизонтальной – номера маркшейдерских линий*

Объяснение такому явлению можно найти в гидродинамике. Математическое моделирование процессов конвективного тепло- и массообмена показывает, что в условиях градиента температур при наличии тепловой конвекции в замкнутой области происходит именно такое слоисто-ячеистое распределение концентраций (Пасконов и др., 1984). Аналогичная картина распределения изотерм была получена при моделировании теплового поля для условий относительно быстрого волнового тепломассопереноса (Летников, 1992). Моделирование тепломассопереноса показывает также, что в направлении уменьшения температуры системы происходит и уменьшение концентрации элемента-примеси (Русаков и др., 1998). В геологических терминах последнее явление называется фациальной зональностью.

Содержания Cr_2O_3 находятся в прямой зависимости от мощности рудных тел. Самое мощное Центральное рудное тело отличается и повышенным содержанием хрома (табл. 4).

Таблица 4. *Среднее содержание компонентов и мощности рудных тел в средней части Главного Сарановского месторождения*

Рудное тело	Cr_2O_3, %	CaO, %	Мощность, м	Расстояние между телами, м
ЗРТ	37,58	1,46	5,0	
				7,0
ЦРТ	38,94	1,51	10,0	
				6,0
ВРТ	35,28	1,42	3,0	

Хромитит имеет густовкрапленную и массивную текстуры, структура хромшпинелида неравномерно-зернистая, местами катакластическая. Размер зерен колеблется от 0,2 до 2,0 мм. Содержание изменяется от 60 до 78 %. Пространство между зернами хромшпинелида заполнено хлоритом (рис. 12).

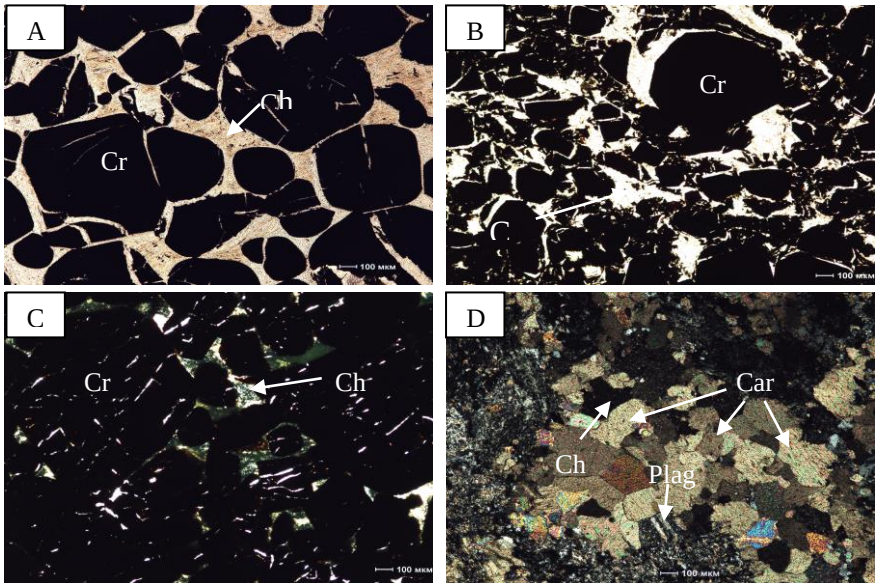
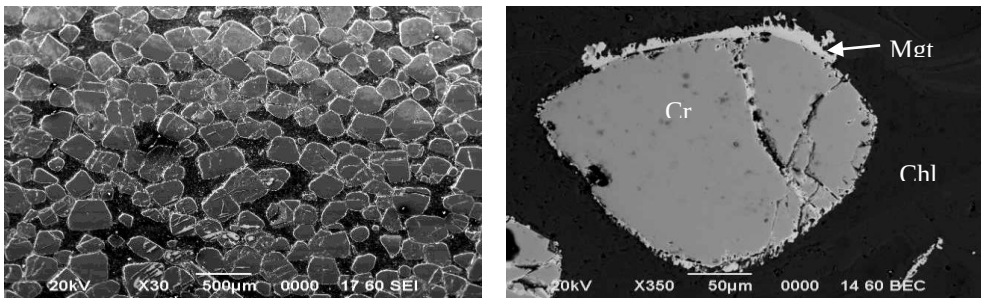


Рис. 12. *Микрофотографии керна скв. 6 ЦРТ. Изображения вверху в параллельном поляризованном свете, внизу – в скрещенных николях. А – интервал 145,5–147,0 м – хромитит вкрапленной текстуры (Cr- хромшпинелид) с хлоритом (Ch); В – интервал 145,5–147,0 м – катаклазированный хромитит с хлоритом; С – 159,5–162,0 м – массивный хромитит с хлоритом; D – 162,0–163,5 м – карбонат (Carb) с хлоритом и плагиоклазом (Plag) из Верхней зоны*



A B

Рис. 13. *А – типичная структура хромититов (интервал 145,5–147,0 м); В – зерно хромшпинелида с каймой магнетита в массе хлорита. Cr – хромшпинелид, Mgt – магнетит, Chl – хлорит*

Хлорит пробы 154-4 соответствует шериданиту, а пробы 145-7 – магнезиальному клинохлору – пенину (табл. 5). Третьим по количеству в руде является магнетит. Он образует каймы вокруг зерен хромшпинелида и заполняет в нем трещины (рис. 13 В). По данным микрозондового анализа, магнетит, как и хлорит, обогащен хромом (табл. 5), что позволяет относить его к хроммагнетиту.

Таблица 5. *Результаты микрозондового анализа магнетита и хлорита, мас. %*

Минерал	Проба	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	V_2O_5	Cr_2O_3	MnO	FeO*	CoO	NiO	CuO	ZnO
Магнетит	4-2-8	0,52	–	–	–	0,00	0,00	2,30	0,11	94,73	0,49	0,98	0,00	0,00
Хлорит	154-4	31,28	14,17	31,25	0,27	0,00	0,00	14,89	0,14	1,39	–	–	–	–
	145-7	38,56	13,56	39,52	–	–	–	5,56	–	2,11	–	–	–	–

Наряду с охарактеризованными минералами в руде присутствуют кальцит и (в единичных пробах) доломит, актинолит, кварц, шпинель.

Средний минеральный состав хромовых руд ЦРТ характеризуется следующими данными (мас. %): хромшпинель – 71,27; хлорит – 21,50; магнетит – 5,59; доломит – 4,70; кальцит – 5,56; актинолит – 3,10; кварц – 4,60; шпинель – 3,60.

Изученные под электронным микроскопом зерна хромшпинели характеризуются неровной поверхностью, по-видимому, обусловленной интенсивным тектоническим воздействием (рис. 14). Этим они отличаются от морфологии зерен подиформных месторождений (Ибламинов, 2024).

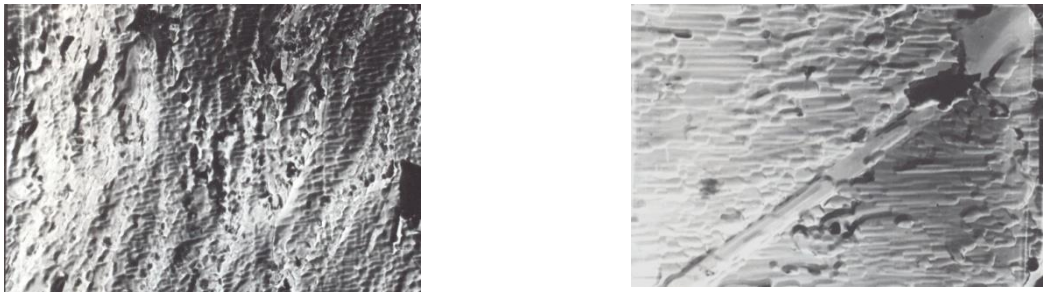


Рис 14. *«Шагреневая» поверхность хромшпинели Сарановского месторождения: платиноугольная реплика, увеличение 19000^x (Ибламинов и др., 1987)*

Средний состав хромшпинелидов изученного разреза ЦРТ следующий (мас.%): MgO – 9,72; Al_2O_3 – 15,94; TiO_2 – 0,61; Cr_2O_3 – 48,53; MnO – 0,28; FeO – 24,00; CoO – 0,05; NiO – 0,15.

Важную информацию дало изучение изменения состава руд вкрест простирания ЦРТ в направлении от подошвы к кровле залежи. Еще в предыдущей статье (2019) была установлена тенденция уменьшения содержаний Cr_2O_3 в направлении от подошвы к кровле залежи при одновременном увеличении содержаний Al_2O_3. Подтверждение этой тенденции дает анализ минального состава хромшпинелидов (табл. 6).

Таблица 6. *Изменение минального составы хромшпинелидов от кровли до подошвы ЦРТ, мол.%*

Интервал, м	Феррохромит $FeCr_2O_4$	Шпинель $MgAl_2O_4$	Пикрохромит $MgCr_2O_4$	Магнетит $FeFe_2O_4$	Герцинит $FeAl_2O_4$	Якобсит $MnCr_2O_4$	Ульвошпинель Fe_2TiO_4	Феррохромит+пикрохромит
159,5–162,0	43,0	24.6	10,0	10,3	17,3	1,3	1,5	54,3
156,0–157,5	41,0	35,0	18,0	3,5	–	0,5	2,0	59,5
154,5–156,0	32,2	26,5	27,4	10,1	–	0,8	1,4	60,4
153,0–154,5	32,6	26,8	27,4	9,9	–	0,7	1,4	60,7
151,5–153,0	41,5	33,3	19,3	3,0	–	0,5	1,5	60,8
150,0–151,5	43,5	33,3	19,3	2,5	–	0,5	1,0	63,3
148,5–150,0	42,7	32,8	19,8	2,0	–	0,7	2,0	63,2
145,5–147,0	42,8	18,8	19,8	13,8	–	1,0	1,0	63,6
145,5	46,9	22,4	12,9	12,4	–	2,7	1,5	62,5
Среднее	**40,69**	**28,17**	**19,32**	**7,49**	–	**0,97**	**1,48**	**60,01**

Хромсодержащие миналы (феррохромитовый, пикрохромитовый и якобситовый) имеют отчетливую тенденцию к уменьшению содержания от подошвы залежи к кровле (от 145,5 до 162,0). Эта тенденция наибо-

лее ярко проявляется в изменении суммы феррохромит + пикрохромит.

Содержания алюминийсодержащих миналов (шпинелевого, герцинитового) имеют противоположную тенденцию. Они увеличиваются к кровле залежи. Герцинитовый компонент появляется непосредственно в кровле. Железистая компонента, сосредоточенная в магнетитовом минале, увеличивается от центра залежи к ее зальбандам. Титановый ульвошпинелевый минал изменяется циклично.

Уникальность Главного Сарановского месторождения заключается в нахождении неопротерозойского объекта в пределах палеозойской складчатой области, что обусловило его интенсивную тектоническую нарушенность, особенно во время герцинской коллизии. Оно отличается большой мощностью пластообразных промышленных рудных тел при малой мощности вмещающих рудоносных материнских магматических пород. Оно подверглось метаморфизму в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

В составе хромититов есть три минеральных парагенезиса: магматический – хромшпинелевый, метасоматический – хлорит-магнетитовый, жильный гидротермальный – уваровит-кальцитовый. В залежи хромовых руд с мощностью, равной 9,6 м, выявлена первичная минералого-геохимическая зональность, выражающаяся в относительном обогащении хромшпинелидов ее нижних подошвенных частей хромом, а верхних – алюминием. Эта зональность проявляется в изменении минерального и химического состава руд. Она может быть использована при прогнозировании качества руд в процессе разведки и эксплуатации.

На фоне однонаправленной тенденции обеднения хромом верхнего горизонта руд установлены высокочастотные синусоидальные изменения содержаний химических элементов и минералов в направлении мощности, отражающие скрытую расслоённость залежи, обусловленную последовательным остыванием рудного расплава под действием внешних тектонических колебаний (Ибламинов и др., 2019).

Тектоно-рестит-кристаллизационная гипотеза образования стратиформных месторождений

Хром в магматическом процессе, несмотря на принадлежность к литофилам (по В. М. Гольдшмидту), накапливается в гипербазитах, где его содержание оценивается в $3\,000 \cdot 10^{-4}$ мас.% (Ярошевский, 1990), что в 1,2 раза выше, чем в мантии. В примитивной мантии Земли, по данным Г. Пальме и Х. О'Нила (2003), содержание хрома составляет $2\,520 \cdot 10^{-4}$ мас.% (Ярошевский, 2010).

Месторождения стратифицированных хромититов формировались в условиях протерозойской рифтогенной активизации древних платформ с тонким чехлом и фундаментом, достаточным для выплавления пикритов и коматиитов. В этих условиях мантийный материал, названный А. Э. Рингвудом (1982) пиролитом, в верхних горизонтах литосферы попадал в условия пониженных давлений и накопления флюидов. Начиналось его плавление. Однако при плавлении мантийного материала, т.е. деплетировании пиролита (depleted – истощенный), из него начинают последовательно выплавляться вначале легкоплавкие базальтоидные компоненты, а затем более тугоплавкие гипербазитовые.

Хром не переходит в состав базальтов континентов, в которых его количество в среднем составляет $250 \cdot 10^{-4}$ мас.% (Ярошевский, 1990). Он накапливается в высокотемпературном остатке (рестите). В конце концов плавится и высокотемпературный хромшпинелевый компонент (рис. 15). Плавление рудного материала осуществляется, по-видимому, в интервале температур 1160–870° С и давлениях свыше 600–700 МПа (Перевозчиков, 1995).

В платформенных рифтогенных обстановках при подъеме мантийного материала в виде астеносферного клина идет процесс деплетирования мантии и разделения ее материала на базитовую и гипербазитовую составляющие, которые наблюдаются в виде петрологических зон на обоих рассматриваемых объектах: Бушвельдском и Сарановском.

При дифференциации мантийного материала хром накапливается в наиболее высокотемпературных дифференциатах среди дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов –

пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации.

Из остаточного реститового расплава формируются платформенные базальты, в которых содержание хрома на порядок ниже, чем в гипербазитах, и позже ультраосновная магма, в состав которой входит повышенное содержание хрома. При дифференциации базальтовой магмы хром рассеивается, его содержание в средних породах уменьшается еще на порядок и в кислых становится минимальным (Ибламинов, 2023).

Таким образом, в магматическом процессе хром концентрируется только в деплетированном пиролите (рис. 15), в котором происходит кристаллизационная дифференциация.

Идеи кристаллизационной дифференциации были заложены в 1915 г. Н. Боуэном, развиты впоследствии применительно к расслоённым комплексам Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970), Дж. Уиллемзом (1973), Е. В. Шарковым (2006). Они заключаются в том, что при охлаждении магматического расплава начинается кристаллизация ранних минералов из преобладающих в расплаве избыточных химических компонентов. Возникшие кристаллы отличаются по плотности от расплава и под действием силы тяжести либо всплывают, либо тонут в нем. В результате гравитационной дифференциации кристаллов образуется слой, состоящий из ранних минералов, а состав остаточного расплава обогащается менее распространенными компонентами.

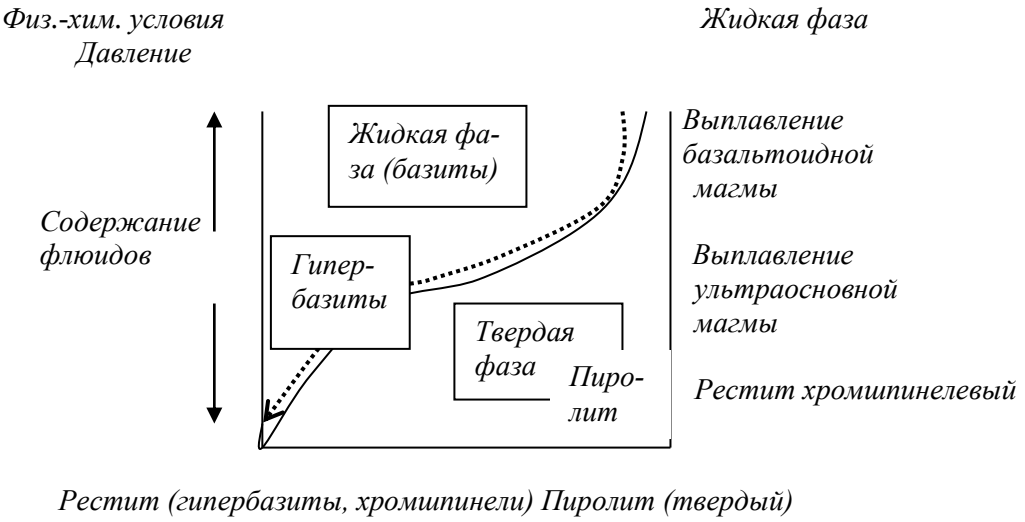


Рис. 15. *Схема последовательного плавления (фракционирования) мантийного пиролита в условиях понижения давления и накопления флюидов: последовательное выплавление жидких базитовой, гипербазитовой и хромшпинелевой фаз*

Графическое физико-химическое моделирование процесса кристаллизационной дифференциации может быть показано на двухкомпонентной диаграмме оливин – хромшпинелид. Для ее построения воспользуемся следующими данными: температуру кристаллизации чистого оливина примем равной 1800° С, чистого хромшпинелида – 1900° С, смеси оливин-хромшпинелид при содержании оливина 20 % и хромшпинелида 80 % – 1000° С (рис. 16).

В качестве исходного для простоты возьмем расплав, по составу отвечающий дуниту с содержанием хромшпинелевой компоненты 5 %, и начнем его охлаждать (фигуративная точка *a*). При достижении расплавом температуры, отвечающей точке *b*, т.е. температуры солидуса для расплава указанного состава, в твердую фазу начнет переходить избыточный компонент, которым является оливин. Начинается ранняя стадия кристаллизации расплава. По мере выпадения оливина в твердую фазу расплав начнет обогащаться хромшпинелевым компонентом, и процесс пойдет по линии солидуса от точки *b* по направлению к точке *ε*. При этом оливин, имеющий меньшую плотность, начнет постепенно всплывать, а остаточный расплав будет проникать в нижнюю часть камеры (кристаллизующегося слоя), т.е. на фоне

кристаллизационной дифференциации будет происходить гравитационная дифференциация вещества. В точке эвтектики (*ε*) начнется позднемагматическая стадия процесса – кристаллизация оставшегося расплава, существенно обогащенного рудным компонентом. В результате образуется пластообразная залежь хромовых руд.

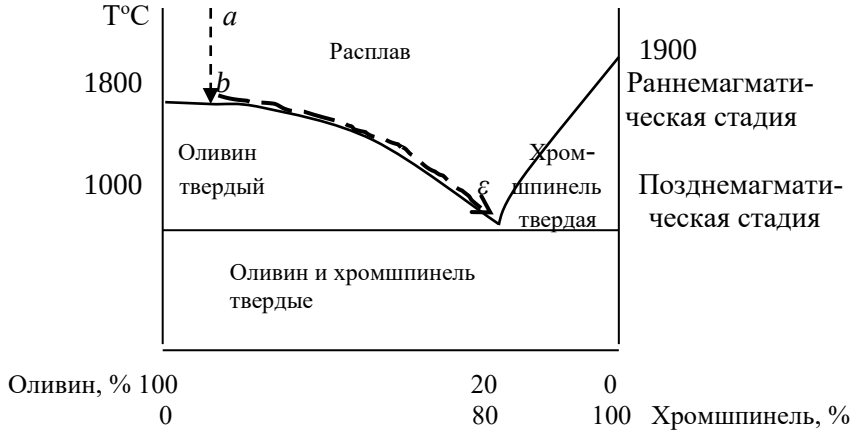


Рис. 16. *Физико-химическая модель процесса кристаллизационной дифференциации*

Описанная физико-химическая модель с эвтектикой является весьма упрощенной. В ней показано развитие простейшей системы, состоящей из двух компонентов. Природные же системы отличаются многокомпонентностью и большими размерами.

Можно предположить, что на формирование залежей стратиформных хромовых руд первоначальное влияние оказал процесс последовательного плавления пиролита с образованием в рестите хромсодержащей магмы ультраосновного состава. Об этом свидетельствует зональное строение массивов, которое в Бушвельде сверху вниз изменяется от ферродиорита и габбро в Верхней зоне к нориту и анортозиту в Главной, затем к норит-пироксенонитовой породе с пластами хромшпинелидов в Критической и появлению перидотита с хромшпинелидами в Базальной.

В Северном Сарановском массиве несмотря на его интенсивную тектоническую нарушенность намечается следующая зональность: габбро-анортозиты в Верхней зоне, затем гарцбургиты и дуниты с пластами хромшпинелидов в зоне Стратифицированных гипербазитов и дуниты в Базальной зоне.

Перечисленный ряд пород массивов соответствует последовательному плавлению мантийного пиролита. Плавление происходило, как уже отмечалось, относительно быстро, в Бушвельдском массиве в течение 75 000 лет.

Параллельно реститовому был задействован процесс кристаллизационной дифференциации с разделением относительно однородной магмы на силикатную и рудную. Размер магматической камеры в интрузии, сформировавшейся в протосинеклизно-рифтовой обстановке Южно-Африканского кратона, был громадным по площади, но малым по мощности. Здесь формировались тонкие пласты хромититов с максимальной мощностью 1,2 м. Тогда как размер камеры, сформировавшейся в условиях Протоуральского щелевого рифта, узкого по ширине и большого по глубине, обусловил наряду с массой маломощных пластов существование крупных пластов мощностью в первые десятки метров.

Выводы

Таким образом, можно предположить, что мощность пластов стратиформных руд в значительной степени определяется региональными тектоническими обстановками их формирования.

Кроме того, из примера Главного Сарановского массива следует, что для стратификации магматитов необходимы особые условия относительно спокойной тектонической обстановки. Во всяком случае, в рассматриваемом объекте на стратифицированную часть приходится 36 % суммарного разреза (табл. 3). Наиболее мощные рудные тела в Сарановском месторождении формирова-

лись при значительной роли флюидов, доказательством этого является присутствие флогопита в руде.

Нами для Сарановского месторождения (Ибламинов и др., 2019) было показано, что ритмическая расслоённость происходила в пределах крупной магматической камеры, в которой накопился деплетированный высокомагнезиальный рестит первичного мантийного пиролита. Стратификация была обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации, осложненными внешними достаточно интенсивными тектоническими воздействиями рифтогенной обстановки.

Следует отметить, что при этом в пределах слоя рудного расплава в результате гравитационной дифференциации формировалась первичная геохимическая зональность, выражающаяся в обогащении нижней придонной его части хромом и железом, а верхней – алюминием (табл. 2, 6).

Скрытая расслоённость проявилась в менее интенсивном малоамплитудном синусоидальном изменении содержаний химических элементов в руде и зернах хромшпинелидов. Она формировалась внутри медленно остывающего рудогенерирующего расплава под действием слабых тектонических колебаний, вызывающих встряску слоя и некоторое перераспределение минералов.

Учитывая, что в образовании хромититов участвуют не только магматические, но и тектонические процессы, в целом модель образования руд Сарановского месторождения мы назвали тектономагматической (Ибламинов и др., 2019). Исходя из новых данных о роли реститовой дифференциации мантийного пиролита, процесс можно назвать тектоно-рестит-кристаллизационнным.

Библиографический список

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. М., 2019. 422 с.

Ерёмин Н. И., Дергачев А. Л. Экономика минерального сырья. М.: КДУ, 2007. 504 с.

Ибламинов Р. Г. Геологическая история Сарановского месторождения хромовых руд – отражение истории развития региона // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. С. 229–247.

Ибламинов Р. Г. Минерагения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2015. 322 с.

Ибламинов Р. Г. Геология месторождений полезных ископаемых: учеб. пособие. Пермь: Перм. гос. ун-т, 2019. 232 с. ISBN: 978-5-7944-3408-8 EDN: DTKDSG

Ибламинов Р. Г. Геолого-промышленные типы месторождений полезных ископаемых. Рудные месторождения. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2021. 278 с. ISBN: 978-5-7944-3725-6 EDN: LWPMMD

Ибламинов Р. Г. Геохимия хромового рудогенеза // Вестник Пермского университета. Геология, 2023. Т. 22, № 4. С. 364–369. DOI: 10.17072/psu.geol.22.4.364 EDN: EXTPDB

Ибламинов Р. Г. Геолого-промышленные типы месторождений. Тип хромшпинелевый в альпинотипных гипербазитах // Вестник Пермского университета. Геология. 2024. Т. 23, № 4. С. 378–398. DOI: 10.17072/psu.geol.4.378 EDN: ILVJXC

Ибламинов Р. Г., Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К. Результаты комплексного исследования минералов руд магматических месторождений Урала // Минералогия и геохимия полезных ископаемых Западного Урала. Пермь: Пермский ун-т, 1987. С. 90–112. Деп. ВИНИТИ № 4275-В87.

Ибламинов Р. Г., Осовецкий Б. М., Пузик А. Ю. Поперечная зональность и скрытая расслоённость рудного тела Главного Сарановского месторождения, Западный Урал, Россия // Вестник Пермского университета. 2019. Т. 18, № 3. С. 237–252.

Летников Ф. А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с. EDN: YYUFUL

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Выпуски по рудным полезным ископаемым. М., 2007.

Никольская Н. Е., Казеннова А. Д., Николаев В. И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. «Минеральное сырье» № 42. М.: ФГБУ «ВИМС», 2021. 238 с.

Пасконов В. М., Полежаев В. И., Чудов Л. А. Численное моделирование процессов тепло- и массообмена. М.: Наука, 1984. 288 с.

Перевозчиков Б. В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. 46 с.

Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.

Русаков С. В., Шкарапута А. П., Щипанов А. А. Исследование процессов тепломассопереноса бинарной смеси с учетом эффекта термодиффузии // Тр. 2-й Российской национальной конференции по теплообмену. Т. 3. Свободная конвекция. М.: Изд-во МЭИ, 1998. С. 132–135.

Томилина Е. М., Ибламинов Р. Г. Минералого-петрографическое исследование рудника Таба, Западный Бушвельд (ЮАР) // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 20, № 2. 2021. С. 160–171. DOI: 10.17072/psu.geol.20.2.160 EDN: NJYSHH

Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 7–25.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоённые изверженные породы / под ред. В. И. Петрова; пер. с англ. М.: Мир, 1970. 551с.

Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.

Шарков Е. В. Формирование расслоённых интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с. ISBN: 5-89176-354-0 EDN: QKFVBB

Ярошевский А. А. Средние содержания элементов в горных породах // Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых М.: Недра, 1990. С. 19–24.

Ярошевский А. А. Геохимия земной коры // Российская геологическая энциклопедия: в трех томах. М.; СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. Т. 1. С. 374–375.

Bowen N. L. The evolution of the Igneous Rocks. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1928.

Iblaminov R. G. Genetic Systematics of Mineral Deposits as Theoretical Basis of Mining Projects // SGEM GeoConference. 2020a. Albene, Bulgaria. P. 103–109. DOI: 10.5593/SGEM2020-august(1.1)

Sowkins F. J. Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2-d Revised. Springer-Verlag. Berlin, 1990. 461 p.

Geological and Industrial Types of Deposits. Chromium Spinel Type in Layered Hyperbasites

R. G. Iblaminov, E. M. Tomilina
Perm State University, 15 Bukireva Str. Perm 614068, Russia
E-mail: riaminov@psu.ru

The geological and industrial type of chromium spinel in layered hyperbasites is an important global source of chromium ores. The article discusses the causes of the regional geological position of ore-bearing hyperbasites in the south of the African platform and in the east of the East European platform, the structure of the Bushveld and Saranov ore fields, the patterns of ore deposit structure based on individual deposits, and the features of ore body zonation and mineralogical composition. The hypothesis of tectono-restite-crystallization differentiation of magma in the formation of ores is proposed.
Keywords: *stratiform chromium deposits, structure, composition, formation conditions*.

References

Gosudarstvennyy doklad o sostoyanii i ispolzovanii mineralno-syrevykh resursov Rossiyskoy Federatsii v 2018 godu [State Report on the State and Use of Mineral Resources of the Russian Federation in 2018]. Ministerstvo prirodnykh resursov i ekologii Rossiyskoy Federatsii. Moskva, 2019, p. 422. (in Russian)

Eryomin N.I., Dergachev A.L. 2007. Ekonomika mineralnogo syrya [Economics of Mineral Resources]. Moskva, KDU, p. 504. (in Russian)

Iblaminov R.G. 2002. Geologicheskaya istoriya Saranovskogo mestorozhdeniya khromovykh rud – otrazhenie istorii razvitiya regiona [The geological history of the Saranovskoye chromium ore deposit is a reflection of the history of the region development]. *In:* Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Perm, Izd. Perm. univ., pp. 229–247. (in Russian)

Iblaminov R.G. 2015. Minerageniya (osnovy minerageodinamiki) [Minerageny (fundamentals of minerageodynamics)]. Perm, PSU, p. 322. (in Russian)

Iblaminov R.G. 2019. Geologiya mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh [Geology of Mineral Deposits]. Perm, PSU, p. 232. (in Russian)

Iblaminov R.G. 2021. Geologo-promyshlennye tipy mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh. Rudnye mestorozhdeniya [Geological and Industrial Types of Mineral Deposits. Ore Deposits]. Perm, PSU, p. 278. (in Russian)

Iblaminov R.G. 2023. Geokhimiya khromovogo rudogeneza [Geochemistry of chromium ore genesis]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 22(4):364–369. DOI: 10.17072/psu.geol.22.4.364 (in Russian)

Iblaminov R.G. 2024. Geologo-promyshlennye tipy mestorozhdeniy. Tip khromshpinelevyy v alpino-tipnykh giperbazitakh [Geological and Industrial Types of Deposits. Chromite-spinel type in Alpine-type hyperbasites]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 23(4):378–398. DOI: 10.17072/psu.geol.4.378 (in Russian)

Iblaminov R.G., Kudryavtseva G.P., Garanin V.K. 1987. Rezultaty kompleksnogo issledovaniya mineralov rud magmaticheskih mestorozhdeniy Urala. [Results of a Comprehensive Study of Ore Minerals from Igneous Deposits in the Urals]. *In:* Mineralogiya i geokhimiya poleznykh iskopaemykh Zapadnogo Urala. Perm, PSU, pp. 90–112. Dep. VINITI № 4275-V87. (in Russian)

Iblaminov R.G., Osovetskiy B.M., Puzik A.Yu. 2019. Poperechnaya zonalnost i skrytaya rassloennost rudnogo tela Glavnogo Saranovskogo mestorozhdeniya, Zapadnyy Ural, Rossiya [Transverse Zonation and Hidden Stratification of the Ore Body of the Main Saranovskoye Deposit, Western Urals, Russia]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya. 18(3): 237–252. (in Russian)

Letnikov F.A. 1992. Sinergetika geologicheskikh sistem [Synergetics of Geological Systems]. Novosibirsk, Nauka, p. 230. (in Russian)

Metodicheskie rekomendatsii po primeneniyu Klassifikatsii zapasov mestorozhdeniy i prognoznykh resursov tverdykh poleznykh iskopaemykh. Vypuski po rudnym poleznym iskopaemym [Methodological Recommendations for Applying the Classification of Deposits and Forecast Resources of Solid Mineral Resources. Issues on Ore Mineral Resources]. Moskva. 2007. (in Russian)

Nikolskaya N.E., Kazennova A.D., Nikolaev V.I. 2021. Tipomorfizm rudoobrazuyushchego khromshpinelida mestorozhdeniy khromovykh rud [Typomorphism of Ore-Forming Chromite Spinelide in Chromite Ore Deposits]. Mineralnoe syrye, n. 42, Moskva, FGBU VIMS, p. 238. (in Russian)

Paskonov V.M., Polezhaev V.I., Chudov L.A. 1984. Chislennoe modelirovanie protsessov teplo- i masso-obmena [Numerical Modeling of Heat and Mass Transfer Processes]. Moskva, Nauka, p. 288. (in Russian)

Perevozchikov B.V. 1995. Zakonomernosti lokalizatsii khromitovogo orudeneniya v alpinotipnykh giperbazitakh (na primere Urala) [Patterns of localization of chromite mineralization in alpinotype hyperbasites (on the example of the Urals)]. Moskva, Geoinformmark, p. 46. (in Russian)

Ringvud A.E. 1982. Proiskhozhdenie Zemli i Luny [The Origin of the Earth and the Moon]. Moskva, Nedra, p. 293. (in Russian)

Rusakov S.V., Shkaraputa A.P., Shchipanov A.A. 1998. Issledovanie protsessov teplo-massoperenosa binarnoy smesi s uchetom effekta termodiffuzii [Study of the heat and mass transfer processes of a binary mixture taking into account the thermodiffusion effect]. *In:* Tr. II Rossiyskoy Natsionalnoy Konferentsii po Teploobmenu. T. 3, Svobodnaya konvektsiya. Moskva, Izd. MEI, pp. 132–135. (in Russian)

Tomilina E.M., Iblaminov R.G. 2021. Mineralogo-petrograficheskoe issledovanie rudnika Taba, Zapadnyy Bushveld (YuAR) [Mineralogical and Petrographic Study of the Taba Mine, Western Bushveld (South Africa)]. Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya. 20(2):160 – 171. (in Russian)

Willemse J. 1969. The Geology of the Bushveld Igneous Complex, the Largest Repository of Magmatic Ore Deposits in the World. *In:* Magmatic Ore Deposits. *Ed.* Wilson H.D.B. Economic Geology Monograph Series 4: 1–22. doi: 10.5382/Mono.04.01

Wager L., Brown G. 1967. Layered Igneous Rocks. W H Freeman & Co, p. 588.

KHain V.E. 1995. Osnovnye problemy sovremennoy geologii (geologiya na poroge XXI veka) [The Main Problems of Modern Geology (Geology at the Threshold of the 21st Century)]. Moskva, Nauka, p. 190. (in Russian)

Sharkov E.V. 2006. Formirovanie rassloennykh intruzivov i svyazannogo s nimi orudeneniya [Formation of stratified intrusives and associated mineralization]. Moskva, Nauchnyy mir. p. 368. (in Russian)

Yaroshevskiy A.A. 1990. Srednie soderzhaniya elementov v gornykh porodakh [Average Contents of Elements in Rocks]. *In:* Spravochnik po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopaemykh Moskva, Nedra, pp. 19–24. (in Russian)

Yaroshevskiy A.A. 2010. Geokhimiya zemnoy kory [Geochemistry of the Earth's Crust]. Rossiyskaya geologicheskaya entsiklopediya. T.1. Moskva, Spb., VSEGEI, pp. 374–375. (in Russian)

Bowen N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, p. 332.

Iblaminov R.G. 2020. Genetic systematics of mineral deposits as theoretical basis of mining projects. SGEM geoconference. Albene, Bulgaria, pp. 103–109. doi: 10.5593/sgem2020-august(1.1)

Sowkins F.J. 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics. Berlin, Springer-Verlag, p. 461.