

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

УДК 553.461(470.5)

Поперечная зональность и скрытая расслоенность рудного тела Главного Сарановского месторождения, Западный Урал, Россия

Р.Г. Ибламинов, Б.М. Осовецкий, А.Ю. Пузик

Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614990, Пермь, ул. Букирева, 15. E-mail: riaminov@psu.ru; opal@psu.ru

(Статья поступила в редакцию 11 декабря 2018 г.)

Приведены результаты детального исследования поперечной геохимической и минералогической зональности северного фланга Центрального рудного тела. Впервые применены прецизионные методы химического и минералогического анализа керна, а также микрозондовые исследования зерен хромшпинелидов. Установлена первичная магматическая поперечная зональность рудного тела (в направлении мощности) двух уровней. Зональность первого уровня проявляется в уменьшении в направлении от первичной подошвы рудного тела к кровле содержаний Cr_2O_3 вместе с хромитовым и пикрохромитовым миналами и в увеличении содержаний Al_2O_3 вместе со шпинелевым и герцинитовым миналами. Зональность второго уровня отражает скрытую расслоенность в пределах рудного тела и характеризуется синусоидальным изменением содержаний компонентов в хромититах. Первичная магматическая зональность осложнена наложением метасоматического метаморфизма с выделением из хромшпинелида вторичного хроммагнетита и образованием за счет первичных силикатов хромового хлорита и гидротермальных процессов с образованием уваровит-кальцитовых жил. Полученные данные позволили детализировать процесс формирования первичных руд и предложить тектономагматическую модель рудообразования. Она отражает присутствие на месторождении двух видов расслоенности: ритмической межрудной и скрытой внутрирудной.

Ключевые слова: *Сарановское месторождение, хромовые руды, зональность рудного тела, миналы руд, расслоенность рудного тела, тектономагматическая модель рудообразования.*

DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.237

Введение

Хромовые руды являются важнейшим сырьём для черной металлургии. Они обеспечивают производство специальных нержавеющих, кислото- и жаропрочных, твердых и износостойких сталей, а также огнеупорных материалов для металлургических печей. Около 10 % руд используются в химической промышленности для получения различных соединений хрома. Потребление хромовых руд в мире неуклонно увеличивается, составляя 12 – 13 млн т ежегодно.

Главным источником хромовых руд служат магматические месторождения. Среди них выделяются два геолого-промышленных типа. Первый – тип линзообразных (по-

диформных) залежей в массивах дунит-гарцбургитовой формации, второй – тип пластообразных залежей в стратифицированных массивах пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации.

Месторождения первого – подиформного типа – приурочены к складчатым областям, где тяготеют к альпинотипным гипербазитам офиолитовых комплексов. Тела полезных ископаемых характеризуются обычно небольшими размерами и высокохромистыми рудами (Cr_2O_3 45 % и более). К этому типу относятся месторождения Кемпирсайской группы (Казахстан), а также ряд небольших объектов Армении, Греции, Албании, Турции, Филиппин.

Месторождения стратифицированных массивов, как правило, приурочены к активизированным участкам платформ. Они отличаются малой мощностью пластов (обычно не более 2 м) и пониженным по сравнению с подформными месторождениями содержанием Cr_2O_3 в рудах (35 – 37 % и менее). К этому типу относятся наиболее известные в мире месторождения Бушвельдского комплекса (ЮАР), Стиллутера (США), Грейт Дейк (Зимбабве), Кеми (Финляндия), Кампо Формозо (Бразилия), Куттак (Индия). Суммарно на их долю приходится около 87% мировых запасов хромовых руд (Ерёмин, Дергачев, 2007). Поэтому эти месторождения издавна являются объектами детальных научных исследований (Cameron, 1980; Lipin, 1993; Stowe, 1994 и др.). В последние годы получены новые данные об особенностях их генезиса на основе использования современного аналитического оборудования (Spandler et al., 2005; Zaccarini et al., 2006; Mondal and Mathez, 2007; Yudovskaya et al., 2015; Leuthold et al., 2018, Ishwar-Kumar et al., 2018, etc.).

В России присутствуют оба типа месторождений. На долю подформных месторождений, расположенных в массиве гипербазитов Рай-Из на Полярном Урале (Центральное и Западное), приходится только 10% запасов руд.

В стратиформных месторождениях сосредоточено 90% запасов хромовых руд. В их число входят Главное Сарановское и Южно-Сарановское месторождения (оба в Пермском крае), Аганозёрское (Республика Карелия), Сопчеозёрское (Мурманская область). Из перечисленных стратиформных месторождений разрабатывается только одно – Главное Сарановское месторождение, запасы которого на 2015 г. оценивались в 4,6 млн т, что составляет 73,5 % запасов всех разрабатываемых в России месторождений (Государственный доклад ..., 2015).

Наиболее полный обзор сведений о стратиформных месторождениях хромовых руд сделан Ruth F. Schulte и др. (2010). В нем приведена краткая характеристика месторождений земного шара, однако отсутствуют сведения о Сарановской группе месторождений, которой посвящена настоящая статья.

История изучения Главного Сарановского месторождения

Главное Сарановское месторождение стратифицированных хромититов уникально своим расположением в пределах Уральской складчатой области, поскольку другие стратиформные месторождения располагаются в платформенных регионах. Рассматриваемое месторождение играет главную роль в экономике хромоворудного сырья России и особенно в региональной экономике Урала.

Месторождение привлекло к себе пристальное внимание геологов сразу же после открытия в 30-х гг. XIX в. (Зайцева, 2009) благодаря обнаружению новых хромосодержащих минералов: уваровита (Hess, 1832) и кеммерерита. Как месторождение хромовых руд оно начало разрабатываться в 1889 г. Месторождение детально изучалось в процессе проведения многочисленных геолого-разведочных работ, а также научно-тематических исследований. Характеристике его геологического строения посвящены многочисленные публикации (Станкевич, 1927; Вахромеев и др., 1936; Зимин, 1938а, б; Волченко и др., 1979). Монографическое описание Сарановского магматического комплекса и самого месторождения с детальной характеристикой петрографического состава выполнено О.К. Ивановым (1990). Позже (2016) им было составлено описание минералогии месторождения.

Строение и состав рудных тел Главного Сарановского месторождения, методики их опробования описаны В.Ф. Мягковым и В.Л. Баталовым (1966). Информация о строении и составе рудных тел получена также в результате выполнения геолого-маркшейдерских работ, обеспечивших эксплуатацию месторождения до глубины более 300 м. Обобщение этой информации позволило выявить латеральную геохимическую зональность рудных тел месторождения (Ибламинов, 1997). Было установлено, что с глубиной (в направлении падения рудных тел) содержание хрома в рудах увеличивается. Существование геохимической зональности на месторождении позволило дать предварительную прогнозную оценку содержаний компонентов на горизонтах, подлежащих отработке. В 2002 г. Р.Г. Ибламиновым была реконструи-

рована история формирования месторождения.

Геологическая уникальность месторождения, его продолжающаяся разработка подземным способом, наличие соседних месторождений обуславливают необходимость дальнейшего анализа состава и строения. Благодаря проведению в 2000-х гг. доразведки северного фланга месторождения появилась возможность изучить поперечную зональность (в направлении мощности) Центрального рудного тела (ЦРТ) с помощью современных прецизионных методов, чему и посвящена настоящая статья.

Геология и петрология

Главное Сарановское месторождение расположено на западном склоне Среднего Урала в Пермском крае (Россия). Оно входит в состав Северного Сарановского массива серпентинитов, который вместе с Южным Сарановским массивом и Восточной полосой мелких тел расслоенных серпентинизированных гипербазитов, содержащих пластообразные залежи хромовых руд, образует Сарановский гипербазитовый комплекс. Восточная полоса состоит из 7 небольших тел гипербазитов. Она находится в 12 – 14 км к востоку от Сарановской группы массивов и прослеживается на расстояние более 60 км (рис. 1).

Сарановский гипербазитовый комплекс расположен в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории Центрально-Уральского поднятия, в блоке метаморфических пород неопротерозоя. Его формирование происходило в рифтогенной обстановке позднего рифея и раннего венда (Ибламинов, 2002; Ибламинов, Суслов, 2015).

Северный Сарановский массив имеет в длину 1,8 км при ширине 0,2 км и вытянут в субмеридиональном направлении (рис. 2). Его уникальность заключается в присутствии сохранённого в наиболее полном виде геологического разреза гипербазитового комплекса вместе с Главным Сарановским месторождением.

По О.К. Иванову (1990), центральная часть Северного Сарановского массива сложена аподунитовыми серпентинитами, которые образуют субмеридиональное линзовид-

ное тело размером 850 x 175 м, круто падающее на восток.

Восточнее располагается тело серпентинизированных стратифицированных рудных гипербазитов длиной 1100 и шириной 120 м. В его разрезе от подошвы к кровле на основании петрографических реконструкций выделены 6 горизонтов:

1) нижний горизонт бронзитовых и бронзитосодержащих дунитов, включающий семь пластов пироксеновых и пироксеносодержащих хромититов;

2) горизонт хромшпинелидовых дунитов мощностью до 80 м, сложенный тонкополосчатыми гипербазитами (дунитами, бронзитосодержащими и хромшпинелидсодержащими дунитами), в котором имеются шесть пластов оливин-пироксеновых хромититов мощностью 1 – 6 м;

3) горизонт бронзитосодержащих и бронзитовых дунитов мощностью до 30 м, содержащий маломощный (0,1 м) пласт пироксеновых хромититов;

4) продуктивный горизонт мощностью 15 – 25 м, прослеженный по простирацию на 1600 м, в нижней части которого располагается Западное рудное тело (ЗРТ) со средней мощностью 5 м, а в верхней – Центральное рудное тело (ЦРТ) мощностью 10 м; между ними находится слой хромшпинелид-бронзитосодержащих, бронзит-флогопитсодержащих и флогопитсодержащих дунитов;

5) дунит-гарцбургитовый горизонт мощностью до 60 м, в нижней части сложен бронзитовыми дунитами и гарцбургитами, содержит 9 пластов хромититов, наиболее мощный из которых (3 м) именуется Восточным рудным телом (ВРТ);

6) горизонт в составе дунита мощностью 7 м и расположенного над ним гарцбургита мощностью 4 – 5 м.

В западной части стратифицированных гарцбургитов имеются небольшие тела ультраосновных пегматитов с реликтивными зернами оливина размером до 1 – 2 см.

Восточнее стратифицированных гипербазитов в непосредственном контакте с ними располагается тело метагаббро-анортозитов размером на поверхности 920 x 230 м. В габбро-анортозитах установлена грубая расслоенность (чередование слоёв анортозитов, пироксенитов, габбро).

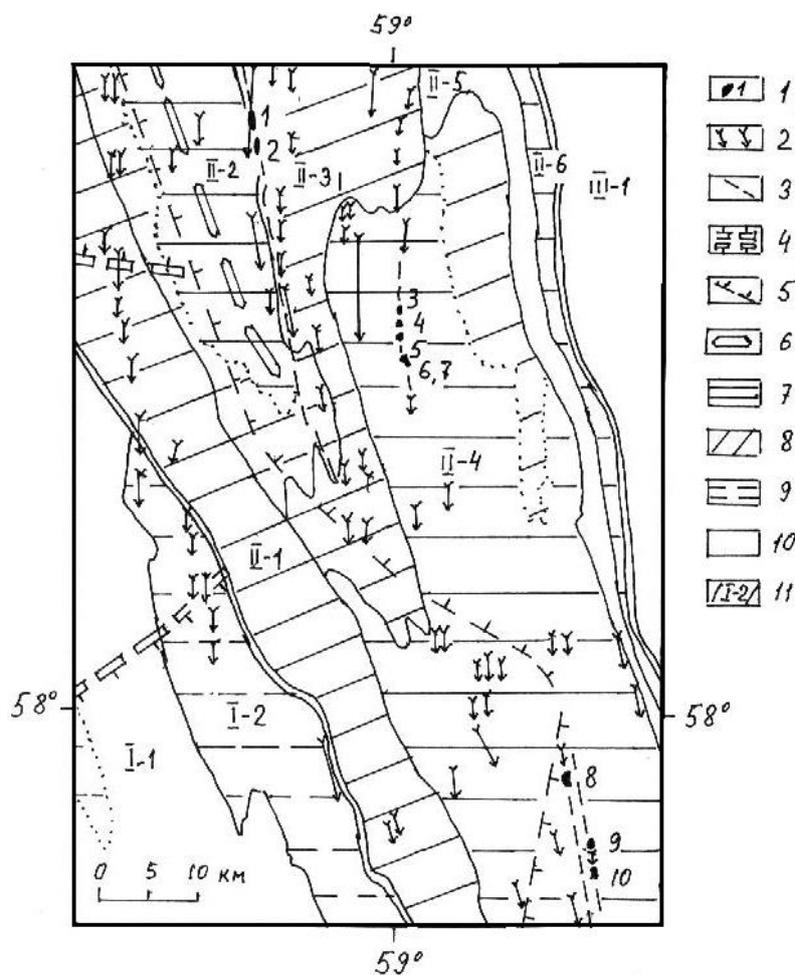


Рис. 1. Геологическое положение тел Сарановского магматического комплекса (составлено авторами по материалам Ю.А. Будрина, В.А. Цыганкова, А.М. Зильбермана, Г.О. Пунтусовой, Ф.А. Курбацкой). Тела магматических комплексов: 1 – Сарановского (1 – Северное Сарановское, 2 – Южное Сарановское; 3, 4, 5 – Кырминские; 6, 7 – Воронковские; 8 – Клыкчанское; 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 флишиодно-молассоидная, 10 – палеозойские; 11 – структуры осадочного чехла и их номера: Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Кизеловско-Дружининская структура (I-1 – Староуткинская структура, I-2 – Сыльвицко-Сулемский моноклинорий); Центрально-Уральское поднятие, Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий (II-1 – Вильвинско-Шишимский моноклинорий, II-2 – Кваркушко-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 – Лозьвинско-Ревдинская моноклираль)

В состав Северного Сарановского массива входят также поперечные дайки метапикритов мощностью до нескольких десятков метров, которые секут гипербазиты и рудные тела, но не выходят за пределы массива. Порода даек сильно изменены с появлением

тремоло-хлоритовых или хлоритовых агрегатов.

В пределах массива выделяются более поздние флогопитсодержащие оливин-энстатитовые хромититы с крупными идиоморфными кристаллами хромшпинелида,

которые О.К. Иванов предложил называть сарановитами.

Все породы Сарановского массива изменены зеленосланцевым метаморфизмом пренит-пумпеллиитовой фации.

Из описания Главного Сарановского месторождения и вмещающих его пород следует, что оно отличается от других стратиформных месторождений расположением в

складчатой области, которое привело к его нарушенному крутому залеганию а также весьма интенсивной тектонической нарушенности (см. рис 1,В). Для него характерна большая мощность промышленных рудных тел (ЗРТ, ЦРТ, ВРТ), которая не пропорциональна малому размеру массива вмещающих серпентинитов.

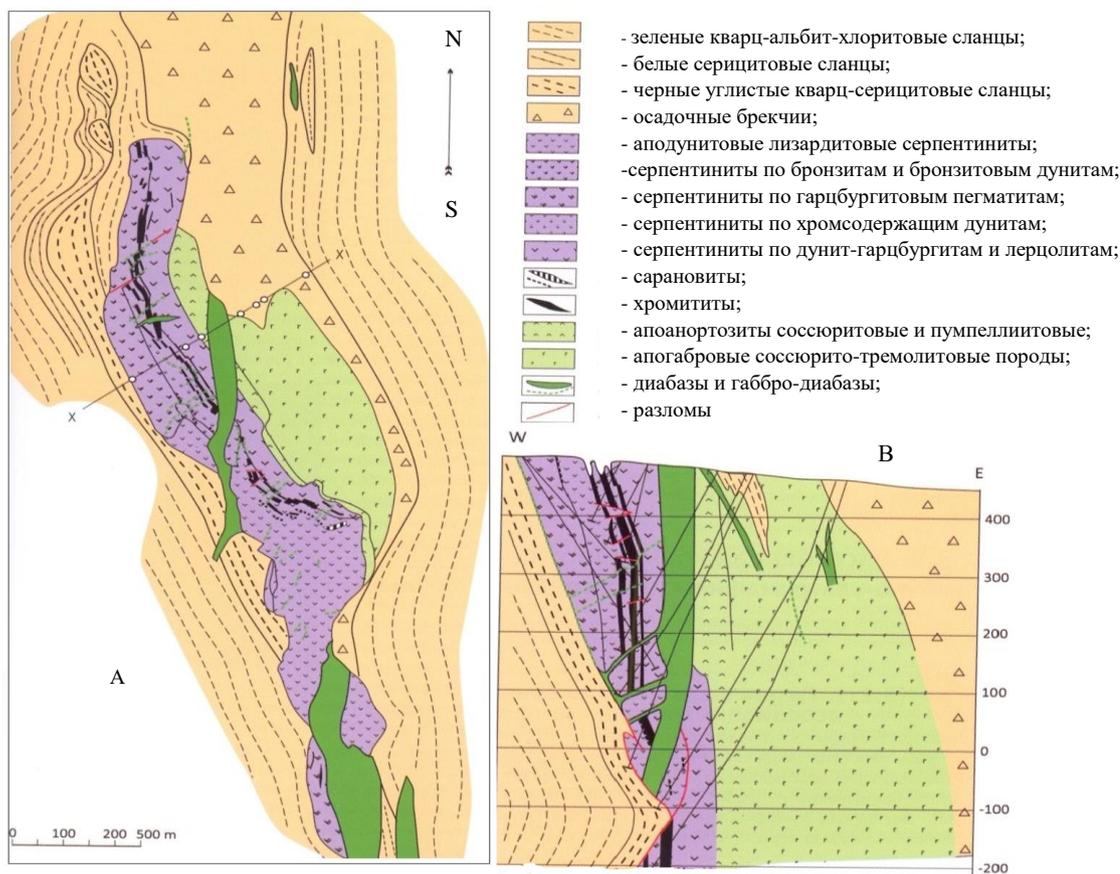


Рис. 2. Геологическая карта (А) и разрез (В) Главного Сарановского месторождения (Иванов, 2016)

Методика опробования и аналитические методы

В процессе доразведки северного фланга месторождения был опробован керн скв. 6, которая пересекла вкрест простирания с запада на восток Центральное рудное тело (ЦРТ). Общая длина опробованного разреза составила 22,6 м при средней длине интервалов опробования около 1 м.

На исследованном сечении рудное тело имеет опрокинутое залегание. В результате пробы керна 4200–4203 (интервал 141,6–145,6 м) представлены серпентинитом, подстилающим залежь. Пробы 4204–4214

(145,6–156,6 м) густовкрапленного хромитита, 4215 (156,6–157,6 м) средневкрапленного хромитита и 4216–4219 (157,6–161,2 м) густовкрапленного хромитита взяты из рудного тела. Пробы 4220 – 4222 (161,2 – 164,2 м) характеризуют метапикродолериты, перекрывающие залежь полезного ископаемого (рис. 3).

Первичное визуальное описание образцов керна было выполнено в полевых условиях с уточнением диагностики под биноклем. Микроскопические описания шлифов и аншлифов из скв. 6 осуществлялись на оптическом поляризационном микроскопе высшего класса ВХ51 японской фирмы Olympus.

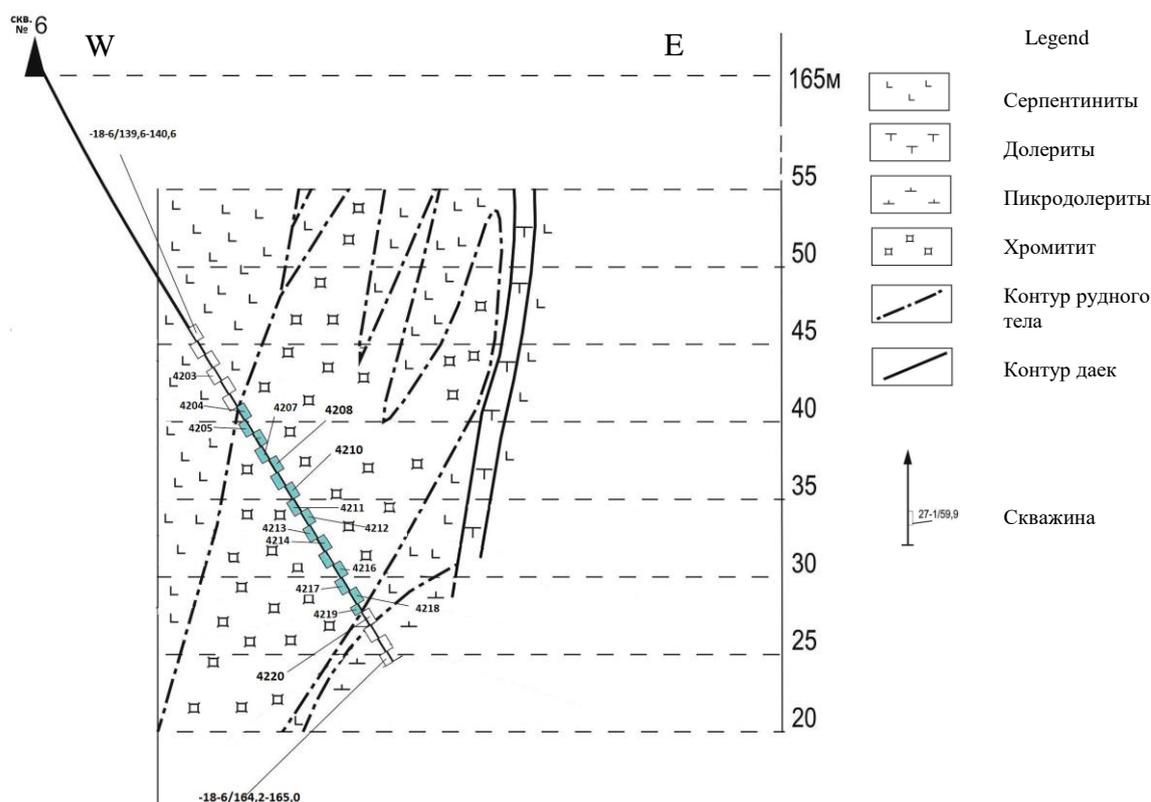


Рис. 3. Геологический разрез ЦРТ по скв. 6

Минералого-геохимические исследования проб керна выполнены в лабораториях сектора наноминералогии кафедры минералогии и петрографии Пермского государственного университета. Химический состав пород и руд определён на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия S8 Tiger фирмы BRUKER, ФРГ (аналитики А.П. Седунова и К.П. Казымов). Для определения валового минерального состава применялся рентгеновский порошковый дифрактометр D2 Phaser (фирма Bruker, ФРГ). Для поиска минеральных фаз использовалась база данных порошковой дифрактометрии PDF-2 (2010), аналитик Г.А. Исаева. Состав и морфология зёрен хромшпинелидов изучались с помощью растрового электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol (Япония) с микро-рентгеноспектральным энергодисперсионным анализатором Oxford INCA Energy фирмы Oxford Instrument (Великобритания).

Содержания редкоземельных элементов исследовались в лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-9000 аналитиком Д.В. Киселевой.

Результаты исследований

Описание пород и руд

Изученный керн представлен подрудным серпентинитом, хлоритсодержащим хромититом с прожилками кальцита и приконтактным жильным карбонатом. Общее представление о структуре и составе пород и руд в разных интервалах опробования дают фотографии и описания типичных образцов керна на рис. 4.

Исследования под оптическим микроскопом позволили уточнить полевые определения. Хромитит в шлифах имеет густовкрапленную и массивную текстуры, структура хромшпинелида неравномерно-зернистая, местами катакластическая. Размер зёрен колеблется от 0,2 до 2,0 мм. Содержание изменяется от 60 до 78 %. Пространство между зёрнами хромшпинелида заполнено хлоритом (рис. 5).

Химический состав пород и руд

В распределении содержаний химических элементов в пробах изученного сечения от-

четливо видно различие химического состава подстилающих серпентинитов, рудных хромититов и перекрывающих метапикродолеритов (рис. 6, табл. 1).

Анализ рис. 6 и табл. 1 позволяет сделать вывод о том, что в рудном теле существует

общий тренд уменьшения содержаний Cr_2O_3 и FeO^* в направлении от подошвы к кровле и противоположный тренд увеличения содержаний Al_2O_3 и MgO в этом направлении.

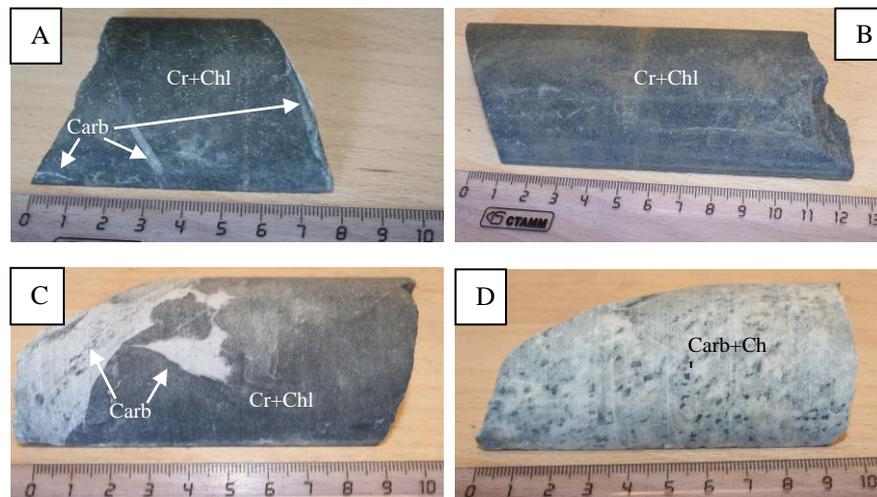


Рис. 4. Фотографии кернa скв. 6 ЦРТ: А – интервал 145.5-147.0 м – хромитит (Cr) с хлоритом (Chl) и прожилками кальцита (Carb); В – интервал 153.0-154.5 м – хромитит с хлоритом; С – интервал 159.5-162,0 м – хромитит с хлоритом и карбонатом; D – интервал 162,0-163,5 м – карбонатная порода с хлоритом

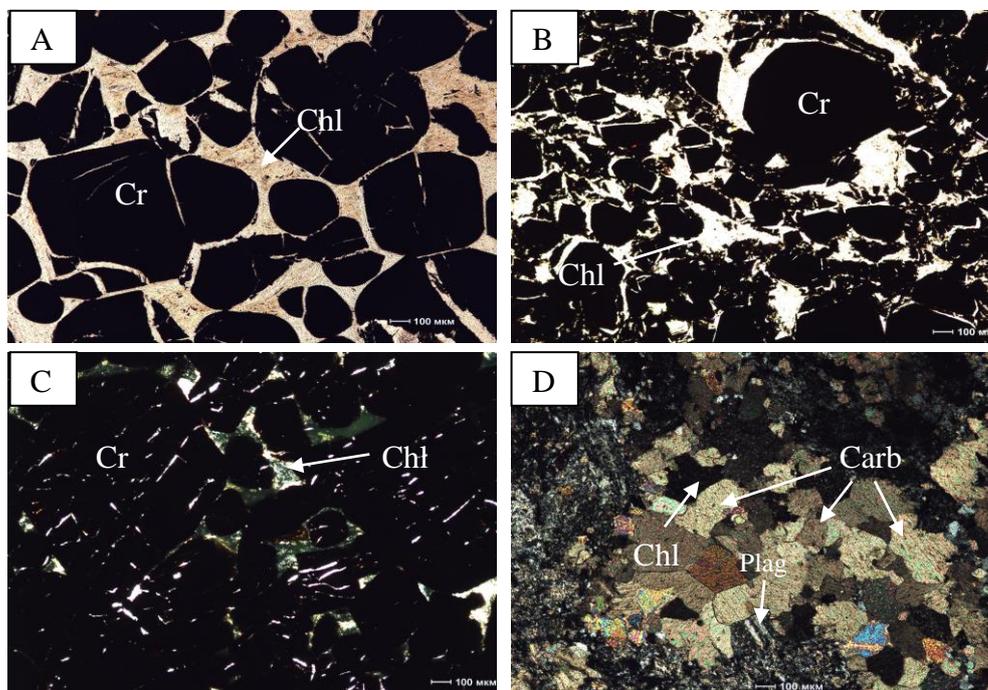


Рис. 5. Микрофотографии кернa скв. 6 ЦРТ. Изображения сверху в параллельном поляризованном свете, внизу – в скрещенных николях. А – интервал 145.5-147.0 м – хромитит вкрапленной текстуры (Cr- хромитинелид) с хлоритом (Chl); В – интервал 145.5-147.0 м – катаклазированный хромитит с хлоритом; С - 159.5-162.0 м – массивный хромитит с хлоритом; D – 162.0-163.5 м – карбонат (Carb) с хлоритом и плагиоклазом (Plag)

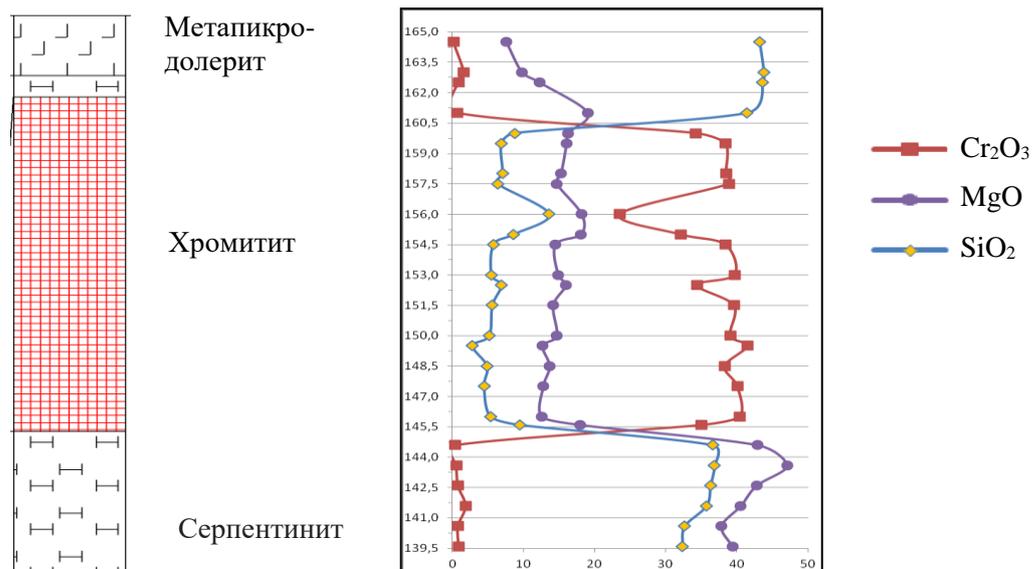


Рис. 6. Изменение содержания Cr_2O_3 , MgO , SiO_2 (мас. %) по разрезу скв. 6

Таблица 1. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа проб по скв. 6, мас.%

Про-ба	Cr_2O_3	MnO	FeO^*	TiO_2	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	SO_3	Ni	Co
Надрудные габбро-долериты														
4222	1,62	0,12	4,99	0,18	9,81	7,62	3,6	1,86	19,93	43,76	0,01	0,05	0,01	0,018
4221	0,91	0,1	5,65	0,15	12,25	7,67	0,03	3,32	16,77	43,6	0,01	0,03	0,009	0,018
4220	0,75	0,12	10,56	0,61	19,06	9,34	0,03	1,59	9,34	41,44	0,06	0,03	0,012	0,052
Сред-нее	1,09	0,11	7,06	0,31	13,71	8,21	1,22	2,25	15,34	42,93	0,02	0,03	0,01	0,02
Рудные хромиты														
4219	34,2	0,36	19,7	0,51	16,3	1,48	0,02	0,07	15,58	8,75	0,02	0,04	0,12	0,013
4218	38,4	0,36	19,5	0,5	16,1	0,57	0,01	0,07	15,65	6,87	0,01	0,02	0,12	0,015
4217	38,5	0,36	18,7	0,52	15,3	1,46	0,04	0,08	15,84	7,05	0,01	0,02	0,12	0,015
4216	38,9	0,28	19,1	0,54	14,7	2,04	0,01	0,07	15,48	6,36	0,01	0,02	0,12	0,013
4215	23,6	0,26	15,2	0,64	18,2	3,52	0,25	0,12	19,3	13,62	0,05	0,02	0,12	0,011
4214	32,1	0,32	17,1	0,47	18,1	2,26	0,01	0,07	17,35	8,62	0,02	0,02	0,12	0,013
4213	38,4	0,27	19,3	0,56	14,5	2,47	0,01	0,07	16,38	5,79	0,01	0,03	0,12	0,013
4212	39,7	0,26	20,1	0,56	14,9	0,48	0,01	0,07	16,81	5,5	0,01	0,02	0,12	0,014
4211	34,4	0,22	17,6	0,56	16,0	3,55	0,01	0,07	16,94	6,92	0,02	0,03	0,12	0,014
4210	39,6	0,23	20,0	0,56	14,2	1,38	0,03	0,12	16,43	5,62	0,01	0,03	0,12	0,014
4209	39,1	0,22	19,7	0,57	14,7	1,67	0,01	0,07	16,61	5,2	0,01	0,03	0,12	0,013
4208	41,5	0,22	21,5	0,58	12,7	0,58	0,01	0,08	18,38	2,85	0,01	0,03	0,12	0,018
4207	38,3	0,29	20,8	0,55	13,7	0,73	0,01	0,08	16,73	4,9	0,01	0,05	0,12	0,016
4206	40,1	0,34	23,0	0,69	12,8	0,23	0,01	0,08	15,95	4,46	0,01	0,05	0,12	0,017
4205	40,4	0,36	25,1	0,76	12,6	0,14	0,01	0,07	13,14	5,38	0,01	0,02	0,12	0,017
4204	35,0	0,53	21,9	0,69	18	0,27	0,01	0,06	11,63	9,49	0,01	0,02	0,12	0,015
Сред-нее	37,01	0,31	19,89	0,57	15,17	1,42	0,02	0,07	16,13	6,71	0,01	0,03	0,12	0,014
Подрудные серпентиниты														
4203	0,45	0,06	5,85	0,13	42,94	0,08	0	0,34	2,27	36,58	0	0,14	0,016	0,206
4202	0,59	0,08	6,62	0,07	47,08	0,19	0	0,32	1,76	36,85	0	0,18	0,018	0,212
4201	0,83	0,07	6,75	0,07	42,78	0,11	0	0,31	1,84	36,29	0	0,16	0,017	0,191
4200	1,9	0,11	6,3	0,11	40,56	0,64	0	0,3	1,97	35,71	0	0,09	0,015	0,153
Сред-нее	0,94	0,08	6,38	0,09	43,34	0,25	0	0,31	1,96	36,35	0	0,14	0,016	0,191

На фоне общего тренда при детальном анализе результатов отчетливо проявляется волнообразное изменение содержаний химических компонентов. Всего выделяются четыре ритма со средней видимой мощностью 3,7 м (рис. 6). Пересчет на истинную мощность рудного тела (9,6 м) даёт значение средней длины ритма 2,4 м.

В четырёх пробах впервые было исследовано содержание РЗЭ. Результаты анализов,

нормированные по хондриту (Anders, Grevesse, 1989), приведены на рис. 7. Во всех пробах отмечается тенденция уменьшения коэффициентов концентрации (Кк) от легких лантаноидов к тяжелым, что характерно для магматических горных пород. В пробе серпентинита (4203) и пробах хромититов (4204 – 4207) отмечается отчетливый европиевый минимум.

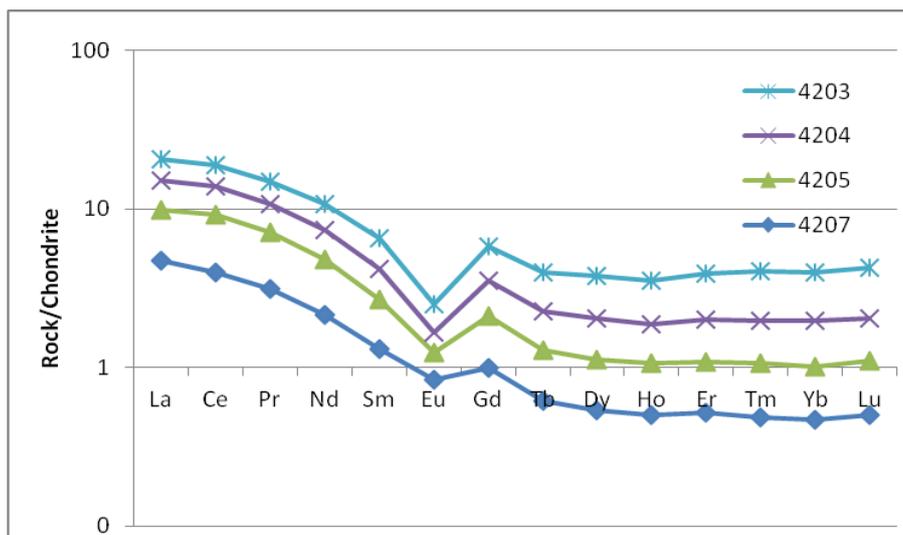


Рис. 7. Кривые изменения содержаний РЗЭ в хромитите (4203) и серпентините (4204, 4205, 4207), нормализованные по хондриту (Anders and Grevesse, 1989)

Минеральный состав хромититов

Количественный минералогический анализ хромититов показывает, что в руде преобладают два минерала: хромшпинелид и хлорит (табл. 2). Зерна хромшпинелида образуют основную матрицу руды (см. рис. 4, 5). Их содержание колеблется от 43,2 до 83,2 вес. %. Содержания минералов в изученных пробах коррелируются с результатами геохимических исследований. Так, проба 4208 с повышенным содержанием Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Co (см. табл. 1) отличается от других проб максимальным содержанием хромшпинелида.

Минералогический анализ подтверждает данные химического анализа о наличии тренда уменьшения содержания хрома от подошвы к кровле залежи с трендом уменьшения содержаний хромшпинелида в этом же направлении. Количество хромшпинелида изменяется циклично, характеризуя минералогическую расслоенность, которая подтверждает описанную выше геохимическую.

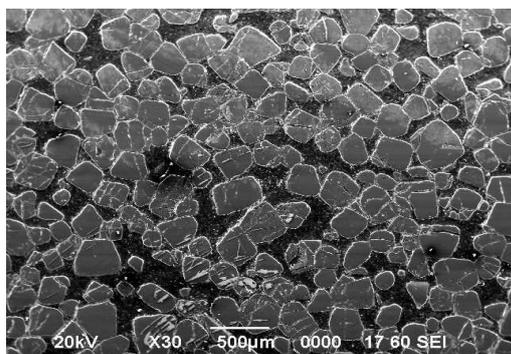
Межзерновое пространство руды занимает хлорит (рис. 5, 8). Содержание хлорита изменяется противоположно содержанию хромшпинелида (см. табл. 2). Установлено, что хлорит обогащён хромом (табл. 3), и его следует относить к хромовым хлоритам. На диаграмме соотношения кремния, железа и магния (Heu, 1954) хлорит пробы 154-4 соответствует шериданиту, а пробы 145-7 – магнезиальному клинохлору – пенину.

Третьим по количеству в руде является магнетит. Он образует каймы вокруг зерен хромшпинелида и заполняет в нем трещины (рис. 8,В). По данным микрозондового анализа магнетит, как и хлорит, обогащён хромом (см. табл. 3), что позволяет относить его к хроммагнетиту.

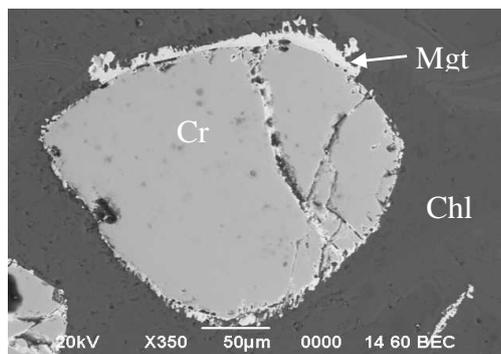
Наряду с охарактеризованными минералами в руде присутствуют кальцит и (в единичных пробах) доломит, актинолит, кварц, шпинель (см. табл. 2).

Таблица 2. Минеральный состав хромовых руд, мас. %

Интервал опробования, м	Проба	Хромит	Хлорит	Магнетит	Доломит	Кальцит	Актинолит	Кварц	Шпидель	Сумма	Хромит + магнетит
160,6-161,2	4219	65,8	31,0			3,2				100	65,8
159,6-160,6	4218	74,9	25,1							100	74,9
158,6-159,6	4217	76,4	14,8	5,2					3,7	100	81,6
157,6-158,6	4216	71,3	18,6	2,3		4,2			3,5	100	73,6
156,6-157,6	4215	43,2	40,4	1,1		7,5	3,1	4,6		100	44,3
155,6-156,6	4214	59,0	34,7	2,7		3,6				100	61,7
154,6-155,6	4213	69,0	23,5			7,5				100	69,0
153,6-154,6	4212	82,3	14,4	3,4						100	85,7
152,6-153,6	4211	61,0	28,0	1,7		9,4				100	62,7
150,6-151,6	4209	74,5	17,8	4,3		3,5				100	78,8
149,6-150,6	4208	92,7	7,3							100	92,7
148,6-149,6	4207	69,4	10,5	15,4	4,7					100	84,8
147,6-148,6	4206	81,4	4,4	14,2						100	95,6
146,6-147,6	4205	83,2	16,9							100	83,2
145,6-146,6	4204	64,9	35,1							100	64,9
Среднее значение		71,27	21,50	5,59	4,7	5,56	3,10	4,60	3,60	100	74,62



А



В

Рис. 8. 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

Таблица 3. Результаты микрозондового анализа магнетита и хлорита, мас. %

Минерал	Проба	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O 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				

Геохимия зерен хромшпинелидов

В пределах описываемого сечения рудного тела был исследован химический состав 23 зерен хромшпинелидов (табл. 4). В каждом из изученных интервалов состав зерен довольно сильно меняется. Так, в подошве залежи на отметке 145,5 м содержание Cr₂O₃ в 5 зёрнах колеблется от 45,34 до 57,14 мас. %. В большинстве случаев состав хромшпинелидов соответствует алюмохромитам.

Зёрна с повышенным содержанием хрома тяготеют к подошве залежи (интервалы 150 – 147 м), а с пониженным (156 – 162 м) – к кровле. Это позволяет сделать вывод, что общий тренд в изменении содержаний химических элементов и минералов в руде проявляется и в химическом составе самих хромшпинелидов. На фоне общего линейного тренда состав хромшпинелидов изменяется циклично в соответствии с расслоенностью рудной залежи.

Более отчетливо описанные закономерности выявляются при анализе химического состава, пересчитанного на миналы (табл. 5).

Таблица 4. Осреднённые по интервалам составы хромитинелидов, мас. %

Интервал, м	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	CoO	NiO	Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	Количество замесов
159,5-162,0	7,15	17,48	0,54	42,65	0,45	30,29	0,06	0,16	2,44	4
156,0-157,5	10,84	18,56	0,72	47,88	0,00	20,48	0,00	0,13	2,58	2
154,5-156,0	11,02	18,76	0,54	48,03	0,12	20,32	0,08	0,13	2,56	2
153,0-154,5	11,32	14,03	0,54	49,40	0,23	23,84	0,14	0,29	3,52	2
151,5-153,0	10,78	18,50	0,67	48,30	0,24	20,67	0,07	0,14	2,61	2
150,0-151,5	10,85	17,65	0,60	50,29	0,15	19,78	0,00	0,12	2,85	2
148,5-150,0	10,63	17,43	0,65	50,76	0,15	19,66	0,04	0,11	2,91	3
145,5-147,0	7,69	9,49	0,75	50,77	0,32	30,53	0,00	0,21	5,35	1
145,5	7,16	11,59	0,49	48,68	0,84	30,43	0,03	0,09	4,2	5
Среднее	9,72	15,94	0,61	48,53	0,28	24,00	0,05	0,15	3,22	2,56

Таблица 5. Осреднённые по интервалам минальные составы хромитинелидов, мол. %

Интервал, м	Феррохромит FeCr ₂ O ₄	Шпинель MgAl ₂ O ₄	Пикрохромит MgCr ₂ O ₄	Магнетит FeFe ₂ O ₄	Герцинит FeAl ₂ O ₄	Якобит MnCr ₂ O ₄	Ульвошпинель Fe ₂ TiO 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	17,30	0,97	1,48	60,01

Хромсодержащие миналы (феррохромитовый, пикрохромитовый и якобитовый) имеют тенденцию уменьшать содержания от подошвы залежи к кровле. Это наиболее ярко проявляется в изменении суммы феррохромит+пикрохромит. Содержания алюминийсодержащих миналов (шпинелевого, герцинитового) имеют противоположную тенденцию увеличиваться к кровле залежи. Герцинитовый компонент появляется непосредственно в кровле. Железистая компонента, сосредоточенная в магнетитовом минале, увеличивается от центра залежи к её зальбандам. Титановый ульвошпинелевый минал изменяется циклично.

Обсуждение результатов

Главное Сарановское месторождение относится к стратиформному геолого-промышленному типу. Его уникальность за-

ключается в нахождении в пределах палеозойской складчатой области, что обусловило интенсивную тектоническую нарушенность месторождения. Оно отличается большой мощностью пластообразных промышленных рудных тел при малой мощности вмещающих материнских ультрабазитов. Формирование месторождения происходило в неопротерозое в тектонической обстановке внутриконтинентального рифта, подобного современным рифтам Восточно-Африканской системы. Оно подверглось метаморфизму в условиях пренип-пумпеллитовой фации.

Детальное минералого-геохимическое изучение по керну разреза самого крупного Центрального рудного тела позволило выявить поперечную зональность (в направлении мощности) рудного тела. Она выражается в общем тренде уменьшения от подошвы к кровле залежи содержания в руде Cr₂O₃ и

FeO*, хромшпинелида и его феррохромитового, пикрохромитового и якобитового миналов. Противоположный тренд увеличения содержаний к кровле характерен для Al₂O₃ и MgO, шпинелевого, герцинитового миналов. Эти данные показывают, что зональность выражается не просто в изменении количества минералов, но и в изменении состава самих хромшпинелидов. Выявленную зональность мы связываем с гравитационной дифференциацией рудного расплава, которая приводила к тенденции накопления более плотной компоненты в его донной части.

Можно полагать, что в пределах рудного тела первые порции осаждающегося хромшпинелевого расплава были обогащены хромом, а последующие обеднены им. В процессе последовательного осаждения из расплава кристаллизующегося хромшпинелида недостаток хрома в верхней части залежи компенсировался алюминием. Подобное обогащение хромом нижних горизонтов рудных тел отмечалось ранее Ю.Н. Камероном и Дж.А. Десборо (1973) в залежах хромовых руд Бушвельдского комплекса.

На фоне описанного тренда установлено циклическое изменение содержаний химических компонентов и минералов в руде, а также в составе хромшпинелидов. Тем самым в рудном теле выявлена скрытая расслоенность. Установлено присутствие 4 ритмов со средней длиной 2,4 м. Наличие скрытой расслоенности ещё раз объясняет последовательную кристаллизацию первичного расплава и его дифференциацию.

Дополнительное подтверждение действия процессов кристаллизационной дифференциации при формировании руд получено при анализе распределения РЗЭ. Об этом свидетельствует присутствие европиевого минимума (Harvey Blatt et al., 2006) и уменьшение вверх по разрезу рудного тела содержания РЗЭ.

На кристаллизационный способ образования минералов путем отложения указывают также текстура руд и обратная зависимость между содержанием хромшпинелида и цементирующего хлорита.

Таким образом, в результате магматических процессов на Главном Сарановском месторождении образовались два рода расслоенности: межрудная ритмическая расслоен-

ность (rhythmic layering) и внутрирудная скрытая расслоенность. Первая отражается в присутствии более 30 рудных слоев, которые переслаиваются с породными. При этом три наиболее мощных слоя являются промышленными. Скрытая расслоенность проявляется в ритмичном изменении содержаний химических элементов в пределах хромитовых тел.

В месторождении снизу вверх по разрезу происходит переход дунитов в стратифицированные гипербазиты, в которых пироксеновые дуниты с многочисленными пластами хромититов сменяются безрудными пироксеновыми дунитами и далее флогопит-пироксенсодержащими дунитами с мощными пластами хромититов, а затем появляются рудные гарцбургиты и габбро-анортозиты. Описанная последовательность свидетельствует о том, что рудообразование происходило из высокодеплетированного пиролита, в котором постепенно увеличивалось содержание кремнезёма. Наиболее мощные рудные тела формировались при значительной роли флюидов, доказательством этого является присутствие флогопита.

Ритмическая расслоенность происходила в пределах крупной магматической камеры в которой накопился деплетированный высокомагнезиальный рстит первичного мантийного пиролита. Она была обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации, осложненными внешними достаточно интенсивными тектоническими воздействиями рифтогенной обстановки. 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. Не исключена роль ликвации, способствующей образованию мощных рудных тел.

Скрытая расслоенность 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 можно назвать тектономагматической.

Историю формирования минеральных ассоциаций месторождения можно интерпретировать следующим образом.

Первоначально в результате магматических процессов образовались хромшпинелид и оливин с бронзитом. Присутствие силикатов установлено О.К. Ивановым (1990) по реликтовой структуре вторичных минералов. В настоящее время реликтом первичной магматической ассоциации минералов остался хромшпинелид, поскольку силикатные минералы в пределах рудного тела нацело заместились вторичным хлоритом.

Присутствие хлорита указывает на действие метаморфизма, который протекал в условиях пренит-пумпеллитовой фации на глубинах от 3 до 13 км и при температуре около 250°C (Harvey Blatt et al., 2006). Метаморфическое взаимодействие хлорита с хромшпинелидом привело к его обогащению хромом с образованием хромового хлорита – кеммеририта.

По-видимому, в условиях этой же фации метаморфизма образовался магнетит, который часто образует каймы вокруг зерен хромшпинелидов. Причем содержание магнетита находится в прямой зависимости от содержания главного рудного минерала, что подтверждает обособление магнетита из хромшпинелидов (табл. 2). Доказательством взаимодействия первичного хромшпинелида с метаморфическими минералами является то, что в пробах с повышенным содержанием магнетита (например, 4206 и 4207) хромшпинелид обогащен хромовым компонентом и обеднен железистым.

Вторичные минералы в той или иной степени обогащены хромом (табл. 3), что доказывает их метасоматическое взаимодействие с первичным хромшпинелидом. Следует также обратить внимание на увеличение содержания магнетитового минерала в хромшпинелиде в направлении к контактам рудного тела. Приконтактные части легче поддаются метасоматическим изменениям, приводящим к выносу хрома и магния (пикро-

хромитового компонента) и соответственно к увеличению магнетитового.

На две названные ассоциации минералов – первичную магматическую и вторичную метаморфогенно-метасоматическую – накладывается третья ассоциация гидротермальных жильных минералов, главным из которых является кальцит (рис. 4, 5, табл. 2). О наличии в руде поздних гидротермальных образований свидетельствует присутствие в пробах кальцита, а также актинолита и кварца (проба 4215).

Таким образом, в составе хромититов присутствуют три минеральных парагенезиса: магматический хромшпинелидовый, метасоматический хлорит-магнетитовый и жильный гидротермальный преимущественно кальцитовый. Несмотря на наложение метаморфических процессов и гидротермальных, зональность, характерная для рудных тел расслоенных плутонов, на Сарановском месторождении проявляется достаточно отчетливо. В пределах стратифицированного рудного тела выявлена скрытая расслоенность, проявляющаяся в циклическом изменении состава рудного тела и хромшпинелидов.

Заключение

1. Главное Сарановское месторождение сформировалось в результате магматических процессов, протекавших в обстановке внутриконтинентального рифтинга и было преобразовано в условиях пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма.

2. В составе хромититов присутствуют три минеральных парагенезиса: магматический хромшпинелидовый, метасоматический хлорит-магнетитовый и жильный гидротермальный преимущественно кальцитовый.

3. В залежи хромовых руд с уникальной мощностью, равной 9,6 м, выявлена первичная минералого-геохимическая зональность, выражающаяся в относительном обогащении хромшпинелидов её нижних 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.

4. На фоне однонаправленной тенденции обеднения хромом верхних горизонтов установлены высокочастотные синусоидальные изменения содержания химических элементов и минералов, отражающие скрытую расчлененность залежи, обусловленную последовательным остыванием рудного расплава под действием внешних тектонических колебаний.

5. Предложена тектономагматическая модель образования месторождения.

Благодарности

Выражаем благодарность за возможность провести опробование пород и руд главному геологу Сарановской шахты Рудная И.С. Бабкину, маркшейдеру А.А. Ивойловскому.

Библиографический список

Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожевников К.Е., Мазяев Г.М. Уральские месторождения хромита. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 240 с.

Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала) // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1979. С. 70 – 81.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2014 году / ООО «Минерал-Инфо». М., 2015. 316 с.

Ерёмин Н.И., Дергачев А.Л. Экономика минерального сырья: учебник. М.: Изд-во Книжный дом университет, 2007. 504 с.

Зайцева Е.П. Хромитовый промысел // Геологические памятники Пермского края: энциклопедия. Пермь, 2009. С. 527 – 529.

Зимин И.А. К вопросу о тектонике Сарановского хромитового месторождения // Сов. геология. 1938. № 1. С. 65 – 76.

Зимин И.А. Сарановское хромитоворудное месторождение // Тр. Урал. науч.-исслед. ин-та геол., разв. и исслед. минерального сырья. Свердловск. Вып 2. 1938.

Ибламинов Р.Г. Опыт прогнозирования свойств рудных залежей Сарановского месторождения хромитов на основе моделирования их зональности // Вестник Перм. ун-та. Геология. 1997. Вып. 4. С. 75 – 85.

Ибламинов Р.Г. Геологическая история Сарановского месторождения хромовых руд – отражение истории развития региона // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении.

Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2002. С. 229 – 247.

Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б. Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2015. С. 145 – 153.

Иванов О.К. Расчлененные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.

Иванов О.К. Минералогия Сарановского хромитового месторождения. Урал // Минералогический альманах. М., 2016. Т. 21, вып. 2. 128 с.

Камерон Ю.Н., Десборо Дж.А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса // Магматические рудные месторождения. Ланкастер, США, 1969: пер. с англ. / под ред. акад. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1973. С. 26 – 42.

Мягков В.Ф., Баталов В.Л. Методика опробования хромитов Сарановского месторождения / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1966. 75 с.

Станкевич В.И. Сарановское месторождение хромитового железняка на Урале // Горный журнал. 1927. № 10. С. 598-606.

Anders E., and Grevesse N., Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 197-214.

Cameron E.N. Evolution of the Lower Critical Zone, central sector, eastern Bushveld Complex, and its chromite deposits // Economic Geology. 1980. Vol. 75. P. 845-871.

Harvey Blatt, Robert J. Tracy, Brent E. Owens. Petrology. Igneous, Sedimentary, and Metamorphic. Third edition. W. H. Freeman and Company. New York, 2006. 530 p.

Hess H. Uber den Uvarovit, eine neue Mineral-species // Pogg. Ann. 1832. Bd. XXIV. S. 388-389.

Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. 1954. Vol. 30. P. 277.

Ishwar-Kumar, C., Rajesh, V.J., Windley, B.F., Razakamanana, T. Chromite chemistry as an indicator of petrogenesis and tectonic setting of the Ranomena ultramafic complex in north-eastern Madagascar // Geological Magazine, 2018. Vol. 155, Issue 1. P. 109-118.

Leuthold J., Blundy J., Brooker R. Experimental petrology constraints on the petrogenesis of chromitite layers (Rum Layered Intrusion, Scotland) // Geophysical Research Abstracts. EGU2018-15675. 2018. Vol. 20, EGU General Assembly 2018.

Lipin B.R. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana //

Journal of Petrology. 1993. Vol. 34, no. 5. P. 955-976.

Mondal S.K., Mathez E.A. Origin of the UG₂ chromitite layer, Bushveld Complex // J. of Petrology. 2007. Vol. 48, Issue 3. P. 495-510.

Schulte F.R., Taylor D.R., Piatak M.N. and Seal R.R. II Stratiform chromite deposit model // U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1232. 7 p. available at <http://pubs.usgs.gov/ofr/2010/1232>.

Spandler C., Mavrogenes J.A., and Arculus R. Origin of chromitites in layered intrusions; Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillvoter Complex // Geology, 2005. Vol. 33, no. 11. P. 893-896.

Stowe C.W. Composition and tectonic settings of chromite deposits through time // Economic geology. 1994. Vol. 89. P. 528-546.

Yudovskaya M.A., Naldrett A.J., Woolfe J.A.S., Costin G., Kinnaird J.A. Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit // Journal of Petrology. 2015. Vol. 56. Issue 12. P. 2373-2394.

Zaccarini Garuti G., Martin R.F. Exotic accessory minerals in layered chromitites of the Campo Formoso complex (Brazil) // Geologica Acta. 2006. Vol. 4, no 4. P. 461-469.

Transverse Zonation and Latent Layering within the Ore Body of the Main Saranovskoe Deposit (the Western Urals, Russia)

R.G. Iblaminov, B.M. Osovetsky, A.Yu. Puzik

Perm State University, 15 Bukireva Str., Perm 614990, Russia

E-mail: riaminov@psu.ru; opal@psu.ru

We present the results of a detailed study of the transversal geochemical zonation in the northern flank of the layered chromitites of the Main Saranovskoe deposit. The precision methods of chemical and mineralogical analysis of the core samples, as well as microprobe studies of chromite grains were used. The primary magmatic two level transverse zonation was established in the ore body. Zonation of the first level is characterized by decrease of Cr₂O₃ content along with ferrochromite and picrochromite minerals, and increase of Al₂O₃ along with spinel and hercynite minerals in the direction from the primary bottom of the ore body to the roof. Zonation of the second level appears as a hidden stratification within the ore body. It is characterized by a sinusoidal change of the component contents in chrome spinel. Magmatic zoning is complicated by the superposition of two processes: 1) metasomatic metamorphism with the release of the secondary chromemagnetite from chromite and origin of chrome chlorite from primary silicates, 2) hydrothermal processes with the formation of uvarovite-calcite veins. The obtained data allowed to detail the process of chromitite generation and to propose a model of ore formation. It supposes two types of stratification in the deposit: rhythmic with formation of ore layers and hidden within ore bodies.

Key words: *Saranovskoe deposit; chromium ore; ore body zonation; ore minerals; ore body layering; tectonic-magmatic model of ore formation.*

References

Anders E., Grevesse N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53:197-214.

Blatt H., Tracy R.J., Owens B.E. 2006. *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. Third edition. W. H. Freeman and Company, New York, p. 530.

Cameron E.N., 1980. Evolution of the Lower Critical Zone, central sector, eastern Bushveld Complex, and its chromite deposits. *ECONOMIC GEOLOGY*. 75:845-871.

Cameron E.N., and Desborough G.A. 1969. Occurrence and characteristics of chromite deposits – eastern Bushveld Complex. *ECONOMIC GEOLOGY*. 4:23-40.

Eremin N.I., Dergachev A.L. 2007. *Ekonomika mineralnogo syrya* [Economics of mineral raw materials]. Universitet, Moskva, p. 504. (in Russian).

Hess H. 1832. *Über den Uvarovit, eine neue Mineralspecies*. *Pogg. Ann. Bd. XXIV*, pp. 388-389.

Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*. 30(224):277-292.

Iblaminov R.G. 1997. *Opit prognozirovaniya svoystv rudnykh zalezhey Saranovskogo mestorozhdeniya khromitov na osnove modelirovaniya ikh zonalnosti* [Experience of prognosis of ore layers properties for Saranovskoe deposit of chromites on the base of the zonation model]. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*. 4:75-85. (in Russian).

Iblaminov R.G., 2002. *Geologicheskaya istoriya Saranovskogo mestorozhdeniya khromitovykh rud - otrazhenie istorii razvitiya regiona* [Geological histo-

ry of Saranovskoe deposit of chromium ores as reflection of history of region development]. In: Problemy Mineralogii, Petrografii i Metallogenii, Perm State Univ., pp. 229–247. (in Russian)

Iblaminov R.G., Suslov S.B., 2015. Saranovskiy kompleks: regionalnoe polozhenie, paleotektonika [Saranovskiy complex: regional position, paleotectonics]. In: Problemy Mineralogii, Petrografii i Metallogenii. Perm State Univ., pp. 145–153. (in Russian)

Irvine T.N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions, part II, Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 39:991–1020.

Ishwar-Kumar C., Rajesh V.J., Windley B.F., Razakamanana T. 2018. Chromite chemistry as an indicator of petrogenesis and tectonic setting of the Ranomena ultramafic complex in north-eastern Madagascar. *Geological Magazine*. 155(1):109–118.

Ivanov O.K. 1990. Rassloennie khromitonosnye ultramafity Urala [Stratified chromium ultramafics of the Urals]. Nauka, Moscow, p. 243. (in Russian)

Ivanov O.K. 2016. Mineralogiya Saranovskogo khromitovogo mestorozhdeniya. Ural [Mineralogy of Saranovskoe chromite deposit. The Urals]. *Mineralogicheskii Almanakh*. v. 21, is. 2, 118 p. (in Russian)

Leuthold J., Blundy J., Brooker R. 2018. Experimental petrology constraints on the petrogenesis of chromitite layers (Rum Layered Intrusion, Scotland). In: *Geophysical Research Abstracts*. v. 20, EGU2018-15675, 2018. EGU General Assembly 2018.

Lipin B.R. 1993. Pressure increases, the formation of chromite seams, and the development of the ultramafic series in the Stillwater Complex, Montana. *Journal of Petrology*. 34(5):955–976.

Mondal S.K., Mathez E. A. 2007. Origin of the UG₂ chromitite layer, Bushveld Complex. *Journal of Petrology*. 48(3):495–510.

Myagkov V.F., Batalov V.L. 1966. Metodika opobovaniya khromitov Saranovskogo mestorozhdeniya [Methodics of sampling of chromites from Saranovskoe deposit]. Perm State Univ., p. 75. (in Russian)

Schulte F.R., Taylor D.R., Piatak M.N., Seal R.R. 2010. Stratiform chromite deposit model. U.S. Geological Survey Open-File Report 2010–1232, p. 7, available at <http://pubs.usgs.gov/ofr/2010/1232>.

Spandler C., Mavrogenes J.A., Arculus R. 2005. Origin of chromitites in layered intrusions; Evidence from chromite-hosted melt inclusions from the Stillwater Complex. *Geology*. 33(11):893–896.

Stankevich V.I. 1927. Saranovskoe mestorozhdenie khromitovogo zheleznyaka na Urale [Saranovskoe deposit of chromite iron ores in the Urals]. *Gornyy Zhurnal*. 10:598–606. (in Russian)

Gosudarstvennyy doklad o sostoyanii i ispolzovanii mineralno-syrevykh resursov Rossiy-skoj Federatsii v 2014 godu [State Report on condition and use of mineral resources in Russian Federation in 2014, 2015]. Mineral-Info, Moskva, p. 316. (in Russian)

Stowe C.W. 1994. Composition and tectonic settings of chromite deposits through time. *ECONOMIC GEOLOGY*. 89:528–546.

Vakhromeev S.A., Zimin I.A., Kozhevnikov K.E., Mazaev G.M. 1936. Uralskie mestorozhdeniya khromitov [The chromite deposits of the Urals]. ONTI, Moskva-Leningrad, p. 240. (in Russian)

Volchenko Y.A., Bryanskiy Y.S., Vilesov N.G. 1979. Novie dannye po geologii i rudonosnosti Saranovskogo kompleksa (zapadnyy sklon Urala) [New data on geology and the ores of Saranovskiy Complex (the Western slope of the Urals)]. In: *The genesis of ores in basites and ultrabasites*. Ural National Center of USSR Academy of Sciences, Sverdlovsk, pp. 70–81. (in Russian)

Yudovskaya M.A., Naldrett A.J., Woolfe J.A.S., Costin G., Kinnaird J.A. 2015. Reverse compositional zoning in the Uitkomst chromitites as an indication of crystallization in a magmatic conduit. *Journal of Petrology*. 56(12):2373–2394.

Zaccarini F., Garuti G., Martin R. F. 2006. Exotic accessory minerals in layered chromitites of the Campo Formoso complex (Brazil). *Geologica Acta*. 4(4):461–469.

Zaitseva E.P. 2009. Khromitovyy promysel [Chromite trade]. In: *Geologicheskie pamyatniki Permskogo kraja*, Perm, pp. 527–529. (in Russian)

Zimin I.A. 1938. K voprosu o tektonike Saranovskogo khromitovogo mestorozhdeniya [To a problem on tectonics of Saranovskoe chromite deposit]. *Sovetskaya Geologiya*. 1:65–76. (in Russian)

Zimin I. A. 1938, Saranovskoe khromitovorudnoe mestorozhdenie [Saranovskoe deposit of chromite]. *Proc. Ural n. - I. in-TA GEOL., razv. and research. mineral raw material*. No. 2. (in Russian)