
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2025 г. А. Н. Юричев*, А. И. Чернышов, Е. В. Корбовяк

*Томский государственный университет, просп. Ленина, 36, Томск, 634050 Россия***e-mail: juratur@yandex.ru*

Поступила в редакцию: 03.06.2024 г.

После доработки: 14.01.2025 г.

Принята к публикации: 27.01.2025 г.

В хромититах северной части Войкаро-Сыньинского ультрамафитового массива, входящего в состав Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала, наряду с известными ранее минералами платиновой группы (МПП) впервые обнаружены и охарактеризованы самородный осмий, Ir-содержащий самородный осмий, самородный иридий, хонгшиит, As-содержащий лаурит, Ru-Os-содержащий пентландит, куваевит, неназванный сульфид ЭПГ с цветными металлами, близкий по стехиометрии формуле Me_2S_3 ($Me = Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh$), высокотемпературный металлический твердый раствор (Pd, Pt, Fe), стибнопалладинит, геверсит, генкинит, неназванные МПП, близкие по составу стехиометрии (Pd, Ni, Rh)₃AsSb, Pd₃Sb и (Ni, Rh, Pt)Sb. Набор МПП массива расширен с 10 до 25 минеральных видов и разновидностей. МПП из высокоглиноземистых хромититов характеризуются более широким разнообразием, чем из высокохромистых хромититов (15 и 9 минеральных видов, соответственно). В хромититах высокоглиноземистого типа обнаружены МПП как Os-Ir-Ru, так и Pt-Pd специализации. Хромититы высокохромистого типа характеризуются преимущественно Os-Ir-Ru специализацией. Подобная особенность распределения МПП объясняется низкой степенью частичного плавления мантийного источника высокоглиноземистых хромититов по сравнению с высокохромистыми хромититами, которые испытали высокотемпературное частичное плавление с выносом легкоподвижных платиноидов Pd группы в составе выплавляемого базальтового расплава. Получены новые данные о минералах благородных металлов в составе первичных и вторичных ассоциаций хромититов.

Ключевые слова: Полярный Урал, офиолиты, Войкаро-Сыньинский массив, хромититы, минералы платиновой группы, химический состав, генезис

DOI: 10.31857/S0869605525010032, **EDN:** FSNCYX

ВВЕДЕНИЕ

Уральский пояс альпинотипных ультрамафитов, сложенный цепочкой отдельных различных по размеру массивов, имеет протяженность около 2000 км и площадь выходов пород более 15000 км². Полярноуральская его часть имеет протяженность около 300 км и площадь выходов более 3000 км² и характеризуется хорошей обнаженностью массивов.

Войкаро-Сыньинский массив является самым крупным массивом (~2000 км²) на Полярном Урале. Он непрерывно прослеживается с севера на юг на ~200 км при ширине от 1 до 6 км в пережимах и от 10 до 18 км в широкой части (рис. 1). По современным представлениям массив является частью офиолитового аллохтона в системе

деформированного пакета пластин докембрийского и палеозойского возраста, надвинутых с востока на край Восточно-Европейской платформы (Вахрушева и др., 2017). Ранее полученные данные указывают, что этот процесс произошел около 397 млн лет назад (Edwards, Wasserburg, 1985). По данным Г. Н. Савельевой, породы офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива являются производными деплетированной мантии, сходной с древним веществом срединных океанических хребтов, отделившимися от нее более 1.5 млрд лет назад (Савельева, 1987).

Исследование Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале ведется с 1930-х гг. В изучении его тектонического положения, петрологии и метаморфизма в разные годы принимали участие Ю. Е. Молдавцев, Г. П. Софронов, А. П. Казак, В. Ф. Морковкина, Б. В. Перевозчиков, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева, А. В. Соболев, А. К. Афанасьев, А. Б. Макеев, А. И. Гончаренко, А. И. Чернышов, А. А. Ефимов, В. Р. Шмелев, С. А. Щербаков, С. Г. Самыгин, В. Г. Батанова, В. Н. Пучков, Р. Г. Язева и др. геологи. Благодаря их работам сложилось современное представление о структурном положении, геологическом строении и вещественном составе массива. Однако, несмотря на высокую степень изученности данного объекта, исследование состава его платинометаллической минерализации является еще относительно молодым и актуальным направлением, освещенным небольшим числом публикаций (Аникина, 1995; Аникина и др., 1993; Лазыко и др., 1981; Макеев, Брянчанинова, 1999; Кузнецов и др., 2004; Шайбеков и др., 2015). обстоятельный обзор по платиноносности Войкаро-Сыньинского массива был сделан Л. И. Гурской с соавторами, которые обошли весь накопленный материал по платиноносности Полярноуральского региона за период 1992—2002 гг. (Гурская и др., 2004). Акцессорная платинометаллическая минерализация обнаружена во всех структурных типах хромититов, но в повышенных количествах — в густовкрапленных и сплошных разновидностях. Предшественниками выделено два основных типа коренной платинометаллической минерализации. Первый тип, преобладающий, связан с высокоглиноземистыми хромититами, ассоциирующими с гарцбургитами с низкой (менее 10 %) долей дунитов: наряду с платиноидами Ir—Os—Ru специализации характерным здесь является присутствие значимого количества минералов Pt. Второй тип приурочен к высокохромистым рудам, связанным с крупными телами дунитов, и представлен преимущественно тугоплавкими платиноидами Ir, Os и Ru.

В глиноземистых рудах предшественниками были установлены осмиевый лаурит (Ru, Os) S_2 и неназванные сульфиды, близкие по составу к (Ni, Ir, Fe, Rh, Cu)S и (Cu, Ni, Os, Fe) $_5S_6$. Позднее первый из этих неназванных сульфидов получил название куваевит (Ir $_5$ Ni $_{10}$ S $_{16}$) и был официально утвержден Международной минералогической ассоциацией (ИМА) (Барков и др., 2022). Второй, очевидно, по составу соответствует Os-содержащему моносульфидному твердому раствору Mss (Толстых, 2004).

Оруденение высокохромистого типа характеризуется более сложной платинометаллической минерализацией, включающей лаурит переменного состава (Ru, Os, Ir) S_2 , эрлихманит Os S_2 , купроиридсит (Cu, Fe)(Ir, Rh) $_2S_4$ (?), куваевит (Ir $_5$ Ni $_{10}$ S $_{16}$), а также сульфоарсениды и арсениды платиновых металлов (ирарсит IrAsS, руарсит RuAsS, руарсенит RuAs, холлингвортит RhAsS и единичные находки сперрилита PtAs $_2$).

В монографии Л. И. Гурской с соавторами (Гурская и др., 2004) также отмечается выявленный относительно недавно (в 2002 г. при проведении геолого-съёмочных работ ГДП-200), третий тип платинометаллической минерализации. Он характерен для метаморфизованных высокожелезистых вкрапленных хромитовых руд, локализованных в дунит-верлит-клинопироксенит-габбровом комплексе в северо-восточной части массива и представлен медно-золото-платино-палладиевым оруденением Озерное (Кузнецов и др., 2004; Кузнецов и др., 2007; Пыстин и др., 2012). Наряду с сульфидами меди и группой интерметаллидов Au—Cu, Au—Pd—Cu и Au—Ag, здесь диагностирован целый ряд новых для региона минеральных фаз платиноидов Pt и Pd (самородная платина Pt, железистая платина (Pt $_{0.72}$ Fe $_{0.28}$), брэггит PdPt $_3S_4$, высокоцит PdS, сперрилит

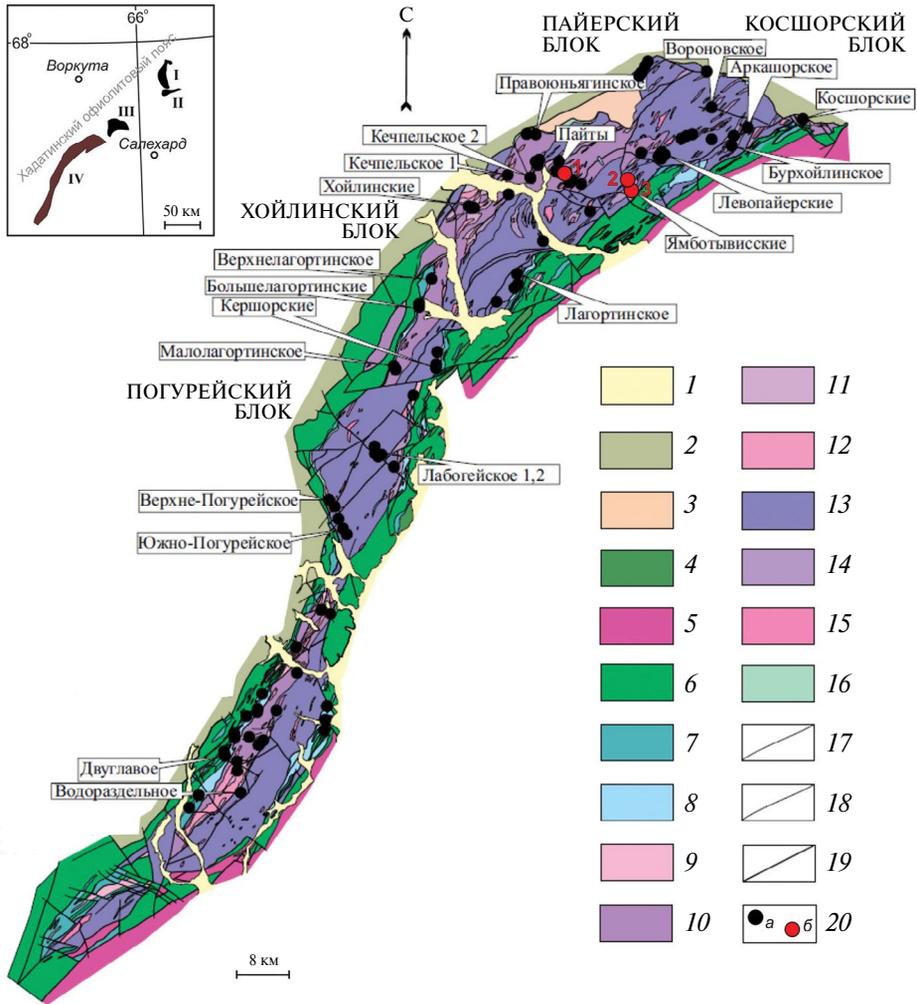


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Войкаро-Сыньинского массива (Никольская и др., 2021), с редакцией авторов: 1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы нерасчлененные; 3 — протерозойские метаморфические комплексы нерасчлененные; 4–16 — Войкаро-Райизский офиолитовый комплекс: 4 — дайки долеритов; 5 — кварцевые диориты; 6–9 — дунит-верлит-клинопироксеновый структурно-вещественный комплекс (СВК): 6 — габбро, метагаббро; 7 — дуниты, верлиты, клинопироксены; 8 — недуниты, верлиты и дуниты нерасчлененные; 9 — дуниты; 10–12 — дунит-гарцбургитовый СВК: 10 — истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 11 — истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 12 — дуниты с хромистым хромшпинелидом; 13–15 — гарцбургитовый СВК: 13 — неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 14 — неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30%; 15 — дуниты с глиноземистым хромшпинелидом; 16 — серпентиниты; 17 — геологические границы; 18 — разрывные нарушения; 19 — надвиги; 20 — рудопроявления хромовых руд: а — выявленные в границах массива, б — изученные в настоящей работе (1 — Пайтовское, 2 — № 118, 3 — Морковкинское). На врезке схема расположения Войкаро-Сыньинского массива в структуре Полярного Урала. Ультрамафитовые массивы: I — Сьум-Кей, II — Харчерузский, III — Рай-Из, IV — Войкаро-Сыньинский.

Fig. 1. Schematic geological map of the Voykar-Syninsky massif (Nikolskaya et al., 2021), with additions by the authors: 1 — Quaternary deposits; 2 — Paleozoic volcanic-sedimentary complexes, undivided; 3 — Proterozoic metamorphic complexes, undivided; 4–16 — Voykar-Rai-Iz ophiolite complex: 4 — dolerite dikes; 5 — quartz diorites; 6–9 — dunite-wehrlite-clinopyroxenite structural-material complex (SMC): 6 — gabbro, metagabbro; 7 — undivided dunites, wehrlites, clinopyroxenites; 8 — undivided wehrlites and dunites; 9 — dunites; 10–12 — dunite-harzburgite SMC: 10 — depleted harzburgites with dunite component; 11 — depleted harzburgites with dunite component of 10–30%; 12 — dunitites with chromium chromspinelides; 13–15 — harzburgite SMC: 13 — undepleted harzburgites with dunite component <10%; 14 — undepleted harzburgites with dunite component of 10–30%; 15 — dunitites with

PtAs₂, винцентит Pd₃As, арсенопалладинит или стиллуотерит Pd₈As₃, палладоарсенид Pd₂As, маякит PdNiAs, атенеит Pd₂(As_{0.75}Hg_{0.25}), изомертиит Pd₁₁Sb₂As₂, мончеит PtTe₂, меренскит PdTe₂, котульскит PdTe, майченерит PdBiTe, соболевскит PdBi, фрудит PdBi₂, мертиит Pd₈Sb_{2.5}As_{0.5}, стибиопалладинит Pd₅Sb₂), а тугоплавкие платиноиды (Ru, Os и Ir) играют резко подчиненную роль и концентрируются преимущественно в лауристе. К настоящему моменту данный третий тип платинометальной минерализации также обнаружен в других рудопроявлениях Латоргинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива, находящейся южнее Озерного рудопроявления (Викентьев и др., 2023; Кузнецов и др., 2013; Шайбеков и др., 2015).

Настоящая работа направлена на изучение особенностей распределения платиноидов и их минеральных форм в высокоглиноземистых хромититах Морковкинского и № 118 рудопоявлений и высокохромистых хромититах Пайтовского рудопоявления, расположенных в северной части исследуемого Войкаро-Сыньинского массива (рис. 1). По имеющейся у авторов информации, в первых двух рудопоявлениях акцессорная платинометальная минерализация охарактеризована впервые. Это имеет большой практический интерес для разработки критериев поиска коренной платиноидной минерализации в альпинотипных ультрамафитах офиолитовых комплексов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По современным представлениям Войкаро-Сыньинский массив сложен породами гарцбургитового, дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-вого структурно-вещественных комплексов (Перевозчиков, 2000) (рис. 1).

Гарцбургитовый комплекс является преобладающим, занимая до 70 % площади массива. Он сложен гарцбургитами с 20—35 % ортопироксена (преимущественно). При этом дуниты наблюдаются в виде прожилково-жильных либо субизометричных обособлений среди гарцбургитов. Также в этом комплексе отмечаются антигорит-оливиновые породы (войкариты). В гарцбургитовом комплексе выявлены жильные тела хромитовых руд, которые сложены высокоглиноземистым хромшпинелидом. На локальных участках среди гарцбургитов встречаются реликты в разной степени истощенных лерцолитов, которые, вероятно, представляют собой фрагменты реликтов исходного мантийного субстрата, за счет которого шло формирование гарцбургитов. Лерцолиты и гарцбургиты, являющиеся наиболее ранними образованиями, постоянно обнаруживают следы высокотемпературных пластических деформаций.

Дунит-гарцбургитовый комплекс занимает около 20 % площади массива. В его строении выделяются две ассоциации пород: ранняя, представленная слабо истощенными полосчатыми гарцбургитами, содержащими до 25 % ортопироксена, и поздняя — с сильно истощенными гарцбургитами с содержанием ортопироксена < 15 %, а также дунитами, жильными пироксенитами и хромитовыми рудами с высокохромистой шпинелью. Морфология и размеры дунитовых тел более разнообразны по сравнению с таковыми в гарцбургитовом комплексе. Их размеры варьируют по ширине от десятков до 1000 м, а по длине — от сотен метров до 3—4 км. Количество дунитов в гарцбургитах весьма изменчиво и варьирует от 5—10 до 30 % и более.

Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты из первых двух комплексов обнаруживают устойчивый химический и минеральный состав. Гарцбургиты и лерцолиты характеризуются высокой магнезиальностью (41.1—42.4 и 41.6—44.0 мас. % соответственно), низким содержанием Al₂O₃ (0.7—1.6 мас. %), слабо варьирующей железистостью (8.0—10.1 мас. %) и содержанием Cr₂O₃ (0.3—0.5 мас. %), практически полным отсутствием щелочных

aluminous chromospinelides; 16 — serpentinites; 17 — geological boundaries; 18 — discontinuities; 19 — thrusts; 20 — ore occurrences of chrome ores; a — identified within boundaries of massif, b — studied in this work (1 — Paitovskoe, 2 — No. 118, 3 — Morkovkinskoe). The inset shows diagram of the location of the Voykar-Synya massif in structure of the Polar Urals. Ultramafic massifs: I — Syum-Keu, II — Kharcheruzsky, III — Rai-Iz, IV — Voykar-Synya.

компонентов и титана. При этом гарцбургиты отличаются от лерцолитов более низким содержанием СаО (0.5—1.0 и 1.1—2.6 мас.% соответственно). Дуниты характеризуются более широкими вариациями в содержании железа (7.0—11.4 мас.%, самое низкое содержание этого элемента отмечается в пегматоидных разновидностях) и несколько большим содержанием Cr_2O_3 (0.3—0.8 мас.%), что, очевидно, обусловлено более высокой хромистостью входящего в их состав аксессуарного хромшпинелида (Гурская и др., 2004).

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый («полосчатый») комплекс занимает около 10 % площади ультрамафитов вдоль северо-западного и юго-восточного контактов массива. В породах комплекса сохраняются реликтовые структуры более ранних мантийных ультрамафитов и наследуется состав аксессуарной и рудной хромшпинели гарцбургитового и дунит-гарцбургитового комплексов (Перевозчиков, 1995). В строении комплекса преобладают краевые дуниты, к которым приурочено бедно-вкрапленное оруденение с высокохромистой шпинелью, повышенной железистости, а также верлиты, клинопироксениты и апогаббровые амфиболиты. Местами существенную роль в разрезе приобретают троктолиты, что нередко сопровождается полным исчезновением верлитов и клинопироксенитов.

Формирование выделенных структурно-вещественных комплексов в настоящее время трактуется в рамках двухэтапной модели: 1) глубинная эволюция вещества верхней мантии; 2) магматический этап, более поздний, связанный с внедрением фракционированной базальтовой магмы (Гурская и др., 2004; Савельева, 1987; Перевозчиков, 2009).

Согласно первой модели, на ранней стадии в условиях срединно-океанического хребта происходило обеднение лерцолитов базальтоидными компонентами с формированием значительных масс неистощенных гарцбургитов с низкохромистыми рудами глиноземистого типа, а на поздней стадии уже в условиях островной дуги образовались дуниты и истощенные гарцбургиты с высокохромистыми рудами. На первой стадии (ранней) процессы породо- и рудообразования сопровождались высокотемпературным течением мантийного материала и незначительным выплавлением из него базальтового расплава. Очевидно, этот процесс был неравномерным в пространстве, что привело к сохранению среди гарцбургитов реликтовых тел относительно слабо истощенных лерцолитов. Вторая стадия (поздняя) ознаменовалась сжатием гарцбургитов в крупные желобовидные складки-синформы и развитием линейных зон сколово-пластических деформаций (Шербаков, 1990). Размеры складчатых структур с зонами сколово-пластических деформаций достигают 10 км. Такие зоны характеризовались локальным падением давления, в результате чего происходило плавление ультрамафитов. Именно на второй стадии в результате снижения давления в зонах сколово-пластических деформаций при сохранении высоких мантийных температур и образовалась комплементарная серия, состоящая из истощенных гарцбургитов, с одной стороны, и дунитов, и высокохромистых руд — с другой.

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс массива представляет собой более позднее образование, чем гарцбургитовый и дунит-гарцбургитовый. По мнению Г. Н. Савельевой, «полосчатый» комплекс сложен магматическими (значительная часть разреза) и метасоматическими породами (Савельева, 1987). Магматические породы представлены дунитами, верлитами и клинопироксенитами (ранние порции фракционирования базальтовой магмы) и габброноритами (поздние порции, в ходе котектической кристаллизации дифференцированного расплава, состав которого близок глиноземистому толеиту). Часть верлитов, клинопироксенитов и плагиоклазоливин-клинопироксеновых пород представляет собой реакционные образования на границе гарцбургитов и габбрового расплава.

С Войкаро-Сыньинским массивом связано более двухсот проявлений и точек минерализации хромитовых руд, локализованных преимущественно в гарцбургитовом и дунит-гарцбургитовом комплексах (Гурская и др., 2004). В породах дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового «полосчатого» комплекса хромитовое оруденение распространено незначительно. Преобладающими являются руды высокоглиноземистого

магнезиального типа, пространственно связанные с породами гарцбургитового комплекса, и, в меньшей степени — руды высокохромистого магнезиального типа, в основном приуроченные к дунитам в составе дунит-гарцбургитового комплекса (Перевозчиков и др., 2000). Общие прогнозные ресурсы хромитовых руд всего массива оцениваются в 460 млн т (Овечкин, 1997). С «полосчатым» комплексом массива связаны Озерное и Василюновское Au–Pt–Pd рудопроявления (Викентьев и др., 2023; Кузнецов и др., 2007; Шайбеков и др., 2015).

В настоящей работе хромититовые руды высокоглиноземистого магнезиального типа изучены на примере рудопроявлений № 118 и Морковкинское, а руды высокохромистого магнезиального типа — на примере рудопроявления Пайтовское.

Рудопроявления № 118 и Морковкинское локализованы в апогарцбургитах гарцбургитового комплекса с дунитовой составляющей до 30%. Они представлены серией рудных тел линзовидной формы, длиной 12–40 м и мощностью от 0.6 до 3.0, реже 12 м, которые окружены дунитовой оторочкой, мощностью от 10–15 см до первых метров. Структура хромититов изменяется от средне- до густо-крапленной. На рудопроявлении № 118 развиты густокрапленные до сплошных хромититы массивной текстуры. Для Морковкинского рудопроявления характерны нодулярные хромититы (рис. 2, а–в). Нодули имеют форму искаженных

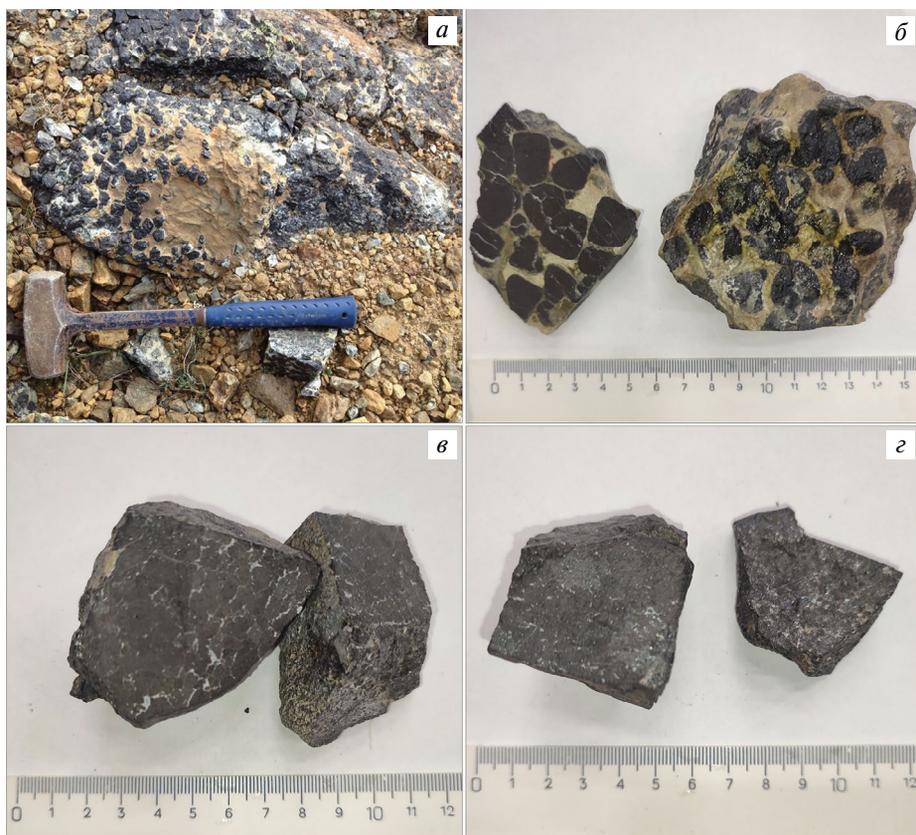


Рис. 2. Образцы высокоглиноземистых хромититов из рудопроявлений Морковкинское (а, б) и № 118 (в) и высокохромистых хромититов из рудопроявления Пайтовское (г) Войкаро-Сыньинского массива.

Fig. 2. Samples of high-alumina chromitites from the Morkovkinskoe (a, б) and No. 118 (в) and high-chromium chromitites from the Paitovskoe ore occurrence (г) of the Voykar-Synya massif.

октаэдров со скругленными гранями и ребрами и диаметр в среднем около 1.5 см. Рудообразующие хромшпинелиды имеют высокоглиноземистый маложелезистый низкохромистый состав (Al_2O_3 25.0—28.4, Cr_2O_3 38.3—44.0 и FeO 13.7—15.2 мас.%), соответствующий преимущественно магнезиальным алюмохромиту и реже — хромпикотиту (табл. 1, рис. 3).

Рудопроявление *Пайтовское* находится в висячем боку апикальной части крупного дунитового тела (300×1600 м), погружающегося в северном направлении под углом от 5 до 30° . Оно объединяет восемнадцать рудных линзовидных тел, два из которых сложены богатыми рудами (густовкрапленными и сплошными с массивной текстурой) (рис. 2, з), остальные — редко- и убоговкрапленными. Рудообразующие хромшпинелиды имеют высокохромистый маложелезистый низкоглиноземистый состав (Al_2O_3 10.9—12.9, Cr_2O_3 55.1—58.0 и FeO 13.4—14.1 мас.%), соответствующий субферрихромиту, алюмохромиту или магнезиальному хромиту (табл. 1, рис. 3).

Интерстиции между хромшпинелидами «залечены» агрегатом лизардита, нередко с сохранением реликтовых фрагментов зерен оливина. Помимо диагностированной платинометальной минерализации, в зернах хромшпинелидов и в интерстициях отмечаются акцессорные Fe—Cu—Ni сульфиды (пентландит, миллерит, хизлевудит и, значительно реже — халькозин, пирит, галенит и сфалерит), в составе которых (за исключением галенита и сфалерита) также обнаружены включения МПГ (табл. 2).

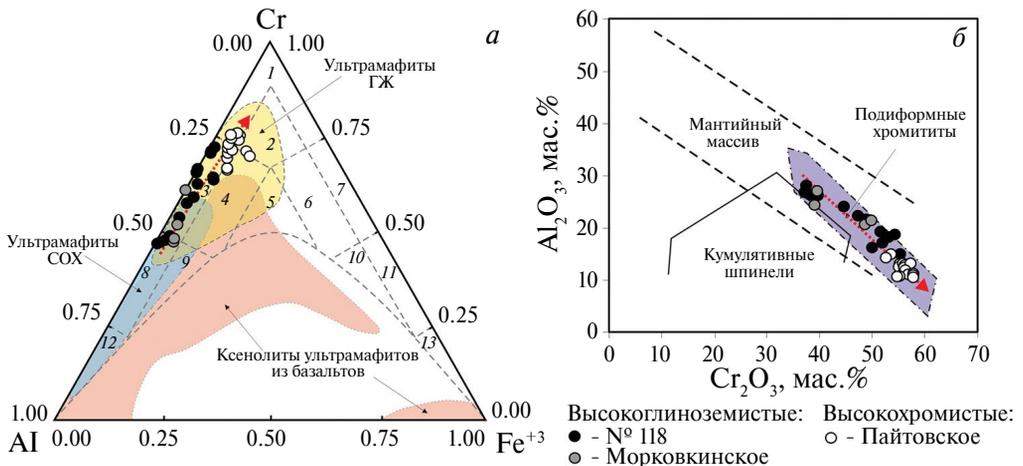


Рис. 3. Состав рудных хромшпинелидов из хромититов северной части Войкаро-Сыньинского массива: *a* — на тройной классификационной диаграмме Н. В. Павлова (Павлов, 1949): 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит. Нанесены геодинамические обстановки формирования по данным (Barnes, Roeder, 2001); *b* — на бинарной диаграмме, отражающей происхождение рудных хромшпинелидов и их тип (Ghazi et al., 2011).

Fig. 3. Composition of ore chrome-spinels from chromitites of northern part of the Voikaro-Synya massif: *a* — on triple classification diagram of N. V. Pavlov (Pavlov, 1949): 1 — chromite, 2 — subferrichromite, 3 — aluminochromite, 4 — subferrialuminochromite, 5 — ferrialuminochromite, 6 — subalumoferrichromite, 7 — ferrichromite, 8 — chrompicotite, 9 — subferrichrompicotite, 10 — subalumochromemagnetite, 11 — chromomagnetite, 12 — picotite, 13 — magnetite. Geodynamic settings of formation according to data of (Barnes, Roeder, 2001) are plotted; *b* — on binary diagram reflecting origin of ore chrome-spinels and their type (Ghazi et al., 2011).

Таблица 1. Химический состав хромспинелидов (мас. %), содержащих включения МПГ, из хромититов Войкаро-Сыньюнского массива
Table 1. Chemical composition of chromspineliides (wt %), containing PGM inclusions from chromitites of the Voykar-Synyu massif

№ п/п	Тип руды	Рудопроявление № 118													f				
		Образец	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{tot}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Сумма	Mg	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺		Ti	V	Cr#	Fe ³⁺ #
1	Высокоглиноземистые хромититы	X-1507-19-225	14.60	25.63	43.56	15.23	0.20	99.42	0.66	0.91	1.04	0.35	0.04	н.о.	н.о.	0.53	0.10	0.35	
2		X-1507-19-331	15.21	27.82	41.04	14.72	0.16	99.21	0.68	0.99	0.98	0.33	0.04	н.о.	н.о.	0.01	0.50	0.11	0.32
3		X-1507-19-364	15.11	26.08	43.96	14.81	0.14	100.34	0.68	0.93	1.05	0.33	0.04	н.о.	н.о.	н.о.	0.53	0.10	0.33
4		X-1507-19-392	15.72	28.30	40.68	14.50	0.22	99.62	0.71	1.01	0.97	0.32	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	0.14	0.31
5		X-1507-19-399	15.92	28.31	40.54	13.78	0.26	99.05	0.72	1.01	0.97	0.30	0.04	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	0.12	0.30
6		X-1507-21-194	15.88	27.93	40.98	14.32	0.28	99.59	0.71	0.99	0.98	0.31	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.50	0.14	0.30
7		X-1507-21-202	15.85	27.73	40.87	14.34	0.28	99.27	0.71	0.98	0.97	0.31	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.50	0.15	0.30
8		X-1507-21-205	15.99	28.18	40.60	13.87	0.28	99.13	0.72	1.00	0.97	0.30	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	0.13	0.30
9		X-1507-21-209	16.12	28.10	41.69	14.38	0.31	100.80	0.72	1.00	0.99	0.31	0.05	н.о.	н.о.	н.о.	0.50	0.14	0.30
Рудопроявление Морсковское																			
10	Высокоглиноземистые хромититы	ЯМ-1-71	15.73	27.72	39.86	14.99	0.25	98.73	0.71	0.98	0.95	0.31	0.07	н.о.	н.о.	0.49	0.19	0.30	
11		ЯМ-2-55	16.20	28.70	40.03	14.96	0.25	100.40	0.73	1.02	0.95	0.31	0.07	н.о.	н.о.	0.01	0.48	0.19	0.30
12		ЯМ-2-56	16.71	30.13	38.33	14.45	0.26	100.07	0.75	1.07	0.91	0.29	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	0.46	0.20	0.28
13		ЯМ-2-59	16.43	28.20	39.45	14.33	0.26	н.о.	98.67	0.74	1.00	0.94	0.28	0.08	н.о.	н.о.	0.48	0.21	0.28
Рудопроявление Пайтовское																			
14	Высокохромистые хромититы	X-1311-1-135	15.62	12.82	56.06	14.12	0.30	98.92	0.70	0.46	1.34	0.26	0.10	н.о.	н.о.	0.75	0.28	0.27	
15		X-1311-1-142	15.38	12.64	55.95	13.75	0.33	98.05	0.69	0.45	1.33	0.26	0.09	н.о.	н.о.	0.75	0.25	0.27	
16		X-1311-1-155	15.58	12.69	56.16	13.75	0.27	98.45	0.70	0.45	1.34	0.25	0.09	н.о.	н.о.	0.75	0.27	0.27	
17		X-1311-1-160	15.64	12.71	55.79	13.70	0.35	98.19	0.70	0.45	1.33	0.25	0.09	н.о.	н.о.	0.75	0.27	0.26	
18		X-1311-1-163	15.91	12.88	55.69	13.77	0.33	98.58	0.71	0.46	1.33	0.24	0.10	н.о.	н.о.	0.74	0.30	0.25	
19		X-1311-2-196	15.30	10.88	57.65	14.20	0.27	98.30	0.69	0.39	1.37	0.26	0.10	н.о.	н.о.	0.78	0.28	0.27	
20		X-1311-2-207	15.82	12.76	56.13	13.81	0.30	98.82	0.71	0.45	1.34	0.25	0.10	н.о.	н.о.	0.75	0.28	0.26	
21		X-1311-2-220	15.63	10.99	58.56	13.59	0.23	99.00	0.70	0.39	1.40	0.25	0.09	н.о.	н.о.	0.78	0.27	0.26	
22		X-1311-3-182	15.65	12.68	56.81	13.31	0.28	98.87	0.70	0.45	1.35	0.25	0.08	н.о.	н.о.	0.75	0.24	0.27	
23		X-1311-3-191	15.75	12.80	56.60	14.14	0.30	99.58	0.71	0.45	1.35	0.26	0.10	н.о.	н.о.	0.75	0.28	0.27	
24		X-1311-3-202	15.40	12.77	56.14	13.52	0.29	98.12	0.69	0.45	1.34	0.26	0.08	н.о.	н.о.	0.75	0.24	0.27	
25		X-1311-3-224	16.08	12.93	56.85	14.00	0.29	100.15	0.72	0.46	1.35	0.25	0.10	н.о.	н.о.	0.75	0.29	0.26	

Примечание. Здесь и далее «н.о.» обозначает содержание элемента ниже предела обнаружения рентгеноспектрального микроанализа. Коэффициенты в формулах рассчитаны на 3 катиона. FeO_{tot} – суммарное железо. Расчет трех- и двухвалентного железа выполнялся по формулам: FeO₃ = 52,832 × [(FeO_{tot} + MgO + MnO + NiO) – (Cr₂O₃ + Al₂O₃ + 2 × TiO₂)] / 1000 мол. кол. FeO = FeO_{tot} – 0,9 × Fe₂O₃ (Велинский и др., 1980). Cr# = Cr / (Cr + Al), Fe³⁺# = Fe³⁺ / (Fe³⁺ + Fe²⁺), f = Fe²⁺ / (Fe²⁺ + Mg).

Таблица 2. Химический состав аксессуарных Fe–Cu–Ni сульфидов (мас.%) из хромититов Войкаро–Сыньинского массива
Table 2. Chemical composition of accessory Fe–Cu–Ni sulfides (wt %) from chromitites of the Voykar–Sunya massif

№ п/п	Тип рулды	Образец	Fe	Co	Ni	Cu	S	As	Сумма	Формула	Обнаружение	Ассоциация
Хизлевулит Ni ₃ S ₅												
1		X-1507/20-73	0.52	н.о.	71.86	н.о.	26.36	н.о.	98.74	(Ni _{1,98} Fe _{0,02}) _{Σ3,00} S _{2,00}	CrSp	Полифазные зерна с миллеритом
2		X-1507/20-86	0.81	н.о.	72.77	н.о.	26.53	н.о.	100.11	(Ni _{1,00} Fe _{0,03}) _{Σ3,03} S _{1,97}		Включения ирарсита и лаурига
3		X-1507/19-144	0.53	н.о.	72.93	н.о.	25.99	н.о.	99.45	(Ni _{1,06} Fe _{0,02}) _{Σ3,08} S _{1,92}	CrSp/Str	Стибиопалладинит
4		X-1507/19-165	1.55	н.о.	71.50	н.о.	26.55	н.о.	99.60	(Ni _{1,94} Fe _{0,07}) _{Σ3,01} S _{1,99}		Стибиопалладинит, геверсит
5		X-1507/19-173	1.32	н.о.	71.04	н.о.	26.32	н.о.	98.68	(Ni _{1,98} Fe _{0,05}) _{Σ3,00} S _{2,00}		Включения стибиапалладинита
6		X-1507/19-332	1.03	н.о.	72.47	н.о.	26.53	н.о.	100.03	(Ni _{1,98} Fe _{0,04}) _{Σ3,02} S _{1,98}		
7		X-1507/19-333	0.74	н.о.	71.70	н.о.	27.01	н.о.	99.46	(Ni _{1,90} Fe _{0,03}) _{Σ2,93} S _{2,07}		
8		X-1507/21-136	0.21	н.о.	72.71	н.о.	25.84	н.о.	98.76	(Ni _{1,07} Fe _{0,01}) _{Σ3,08} S _{1,92}		
Миллерит NiS												
9		X-1507/20-75	0.62	н.о.	64.93	н.о.	33.75	н.о.	99.30	(Ni _{1,05} Fe _{0,01}) _{Σ1,06} S _{0,94}	CrSp	Полифазные зерна с хизлевулитом
10		X-1507/20-77	0.56	н.о.	64.56	н.о.	34.39	н.о.	99.50	(Ni _{1,05} Fe _{0,01}) _{Σ1,03} S _{0,97}		
11		X-1507/19-300	0.78	н.о.	63.71	н.о.	34.33	н.о.	98.82	(Ni _{1,01} Fe _{0,01}) _{Σ1,02} S _{0,98}		
12		X-1507/19-301	0.80	н.о.	65.72	н.о.	33.15	н.о.	99.67	(Ni _{1,08} Fe _{0,01}) _{Σ1,09} S _{0,91}		
Рудопроявление Пайтовское												
Пентландит (Ni, Fe, Co) ₉ S ₈												
13		X-1311/2-235	30.83	н.о.	34.81	н.о.	32.64	н.о.	98.29	(Ni _{4,66} Fe _{4,34}) _{Σ9,00} S _{8,00}	CrSp	Полифазные зерна с миллеритом
14		X-1311/1-116	28.29	3.46	34.62	н.о.	32.84	0.48	99.69	(Ni _{4,58} Fe _{3,93} Co _{0,46}) _{Σ8,97} (S _{7,95} As _{0,05}) _{Σ8,03}	CrSp/Str	Включения ирарсита
15		X-1311/2-222	24.61	н.о.	42.70	н.о.	33.21	н.о.	100.52	(Ni _{5,62} Fe _{3,40}) _{Σ9,02} S _{7,98}		
16		X-1311/2-223	22.48	н.о.	44.01	н.о.	32.97	н.о.	99.46	(Ni _{3,83} Fe _{3,13}) _{Σ8,96} S _{8,04}		
Миллерит NiS												
17		X-1311/2-216	3.12	н.о.	61.95	н.о.	34.29	н.о.	99.36	(Ni _{1,98} Fe _{0,05}) _{Σ1,03} S _{0,97}	CrSp	Включения ирарсита
18		X-1311/2-217	3.43	н.о.	60.92	н.о.	34.28	н.о.	98.63	(Ni _{1,97} Fe _{0,06}) _{Σ1,03} S _{0,97}		
Халькозин Cu ₂ S												
19		X-1311/3-210	н.о.	н.о.	0.26	79.10	19.07	н.о.	98.42	Cu _{2,09} S _{0,91}	CrSp	Включения холлингворгита
20		X-1311/3-211	н.о.	н.о.	0.45	79.03	20.03	н.о.	99.51	(Cu _{1,99} Ni _{0,01}) _{Σ2,00} S _{1,00}		
Пирит FeS ₂												
21		X-1311/2-227	45.73	2.86	н.о.	н.о.	50.78	н.о.	99.37	(Fe _{1,03} Co _{0,06}) _{Σ1,09} S _{1,91}	CrSp/Str	Включения ирарсита
22		X-1311/2-227(1)	46.00	2.73	н.о.	н.о.	51.67	н.о.	100.40	(Fe _{1,02} Co _{0,06}) _{Σ1,08} S _{1,92}		

Примечание. Пределы обнаружения составили, мас. %: Fe — 0.05, Co — 0.06, Ni — 0.05, Cu — 0.09, S — 0.07, As — 0.08. Обнаружение минерала: CrSp — в хромшпинелиде, Str — в серпентиновой интерстиции, CrSp/Str — на границе хромшпинели и серпентиновой интерстиции.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В соответствии с задачами настоящего исследования был использован традиционный подход минераграфического изучения рудных минералов с определением химического состава фаз рентгеноспектральным микроанализом, с применением метода растровой электронной микроскопии (Reed, 2005). Последний метод включал изучение отдельных зерен и их агрегатов в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным анализатором UltimMax100 (Oxford Instruments). Перед исследованием из каждого из отобранных образцов пород (3 густовкрапленных крупнозернистых хромитита из рудопроявления № 118, 2 нодулярных хромитита из Морковкинского рудопроявления, 3 сплошных средне-крупнозернистых хромитита из Пайтовского рудопроявления) были изготовлены по три плоскопараллельных аншлифа толщиной 4–5 мм, с последующим напылением на их изучаемые поверхности слоя углерода толщиной 25–30 нм. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4.5 нА и времени накопления спектра в точке 60 с в режиме «Point&ID» (2000000 импульсов). Область генерации характеристического рентгеновского излучения — 1–2 мкм. В качестве стандартов для Ru, Os, Ir, Rh, Pt, Pd, Ni, Cu, Fe и Sb были применены чистые металлы, для S — пирит, для As — сперрилит, для Hg — HgTe. Используются аналитические линии: $L\alpha$ для Ru, Ir, Rh, Pt, Pd, Sb; $K\alpha$ для S, Fe, Ni, Cu, As; $M\alpha$ для Os, Hg. Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с применением специализированной математической программы обработки полученных рентгеновских данных TrueQ, позволяющей достоверно производить деконволюцию перекрывающихся линий рентгеновского спектра. Также с целью оценки правильности выполнения программным комплексом диагностики аналитических линий с участием Ru–As, Ru–Rh и Ir–Cu, дополнительно осуществлялась ручная проверка спектральных наложений других энергетических линий данных пар-элементов. Так, например, при диагностике содержания меди в самородном иридии, которое может «ложно» возникнуть за счет наложения линии $CuK\alpha$ и линий L-серии иридия, дополнительно производился анализ $CuL\alpha$, для которой наложения с энергетическими линиями других элементов не установлено.

Сокращением «н.о.» (не обнаружен) в таблицах химического состава минералов обозначены измерения ниже чувствительности микроанализа, которая при рентгеноспектральном микроанализе, как правило, не превышает первых сотых долей процента. Пределы обнаружения конкретных элементов для отдельных минеральных разновидностей для удобства приведены в примечаниях к таблицам.

Все исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (г. Томск).

Полученные результаты подвергались статистической обработке, расчет эмпирических (кристаллохимических) формул обнаруженных минеральных фаз выполнен с использованием рекомендаций В. Г. Кривовичева и Ю. Л. Гульбина (Кривовичев, Гульбин, 2022). В связи с малыми размерами отдельных включений (до 1 мкм, в представленных таблицах такие анализы дополнительно обозначены символом «*») идентификация их химического состава выполнялась на основе суммарного химического состава, изучаемого МПГ и вмещающего его минерала (хромшпинелид, сульфид, серпентин), путем исключения из такого состава содержаний элементов, характерных для собственно минерала-«хозяина». При этом химический состав вмещающего минерала предварительно также диагностировался.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МПГ В ХРОМИТИТАХ МАССИВА¹

Непосредственным объектом изучения на обнаружение МПГ явились хромититы двух основных типов исследуемого массива: высокоглиноземистые и высокохромистые. Для исследования были привлечены густовкрапленные и сплошные (массивные) образцы хромитовой руды, относимые предыдущими исследователями к наиболее «продуктивным» на обнаружение данного типа минерализации (Гурская и др., 2004). Помимо этого, в высокоглиноземистом типе на примере Морковкинского рудопроявления изучены нодулярные хромититы, как отдельная текстурная разновидность.

Минералы платиновой группы наблюдаются преимущественно в виде самостоятельных изолированных идиоморфных и гипидиоморфных микроскопических включений размером до 10 мкм, главным образом, внутри зерен хромшпинелидов, значительно реже — в силикатных (серпентин-хлоритовый агрегат) интерстициях между такими зернами.

В хромититах высокоглиноземистого типа выявлено 15 минеральных видов и разновидностей: самородный осмий, Ir-содержащий самородный осмий, хонгшиит PtCu, Pd–Pt–Fe твердый раствор (Pd, Pt, Fe), лаурит RuS₂, эрлихманит OsS₂, As-содержащий лаурит Ru(S, As)₂, ирарсит IrAsS, сперрилит PtAs₂, стибиопалладинит Pd₅Sb₂, геверсит PtSb₂, генкинит (Pt, Rh, Pd)₄Sb₃ и неназванные МПГ, близкие по составу к стехиометрии (Pd, Ni, Rh)₅AsSb, Pd₃Sb и (Ni, Rh, Pt)Sb (табл. 8). При этом полный набор указанных МПГ диагностирован только в рудопроявлении № 118. В нодулярных хромититах Морковкинского рудопроявления МПГ отмечаются более ограничено и обнаружены лишь в виде двух минеральных разновидностей: лаурита и ирарсита.

В хромититах Пайтовского рудопроявления, относимых к высокохромистому типу, выделено 9 минеральных видов и разновидностей: Ir-содержащий осмий, иридий, лаурит и его As-содержащая разновидность, Ru–Os-содержащий пентландит (Ni, Fe, Ru, Os)₉S₈, куваевит (Ir, Rh)₅(Ni, Fe, Cu)₁₀S₁₆, неназванный сульфид ЭПГ с цветными металлами, близкий по стехиометрии формуле Me₂S₃ и, очевидно, относящийся к ЭПГ-содержащему Mss, ирарсит и холлингвортит RhAsS (табл. 8).

Отмечено, что минеральная ассоциация МПГ хромититов высокохромистого типа характеризуется преимущественно Os–Ir–Ru специализацией. Самородная платина и самородный палладий выявлены в единичных находках в составе сульфидов Me₂S₃ и наноагрегативных включений смеси изоферроплатины и Os–Ir сплава в хромшпинелиде. В хромититах высокоглиноземистого типа обнаружены МПГ как Os–Ir–Ru, так и Pt–Pd специализации. При этом последние диагностированы в виде 9 самостоятельных минеральных видов и разновидностей и представлены интерметаллидами, арсенидами и антимонидами (табл. 8).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МПГ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Минералы самородных элементов. Данная группа представлена самородным осмием, Ir-содержащим самородным осмием, самородным иридием, хонгшиитом и высокотемпературным твердым раствором (Pd, Pt, Fe).

¹ Примечание редколлегии: Не подвергая сомнению основные выводы данной статьи, следует заметить, что поскольку размер большинства выделений МПГ в изученных рудах не превышает первых мкм, результаты их диагностики только по данным микронзондового анализа не могут рассматриваться как полностью корректные.

Самородный осмий диагностирован только в хромититах рудопроявления № 118. Он наблюдается только в серпентиновом агрегате интерстиций преимущественно в виде самостоятельных обособленных зерен размером до 1.5 мкм в ассоциации с самостоятельными зернами ирарсита и As-содержащего лаурита, формируя с ними «сыпь» микроскопических зерен, и, значительно реже, отмечается в виде полифазных включений с эрлихманитом (рис. 4, б). В большинстве случаев микроскопические размеры зерен минерала позволили оценить его состав только качественно. Однако в тех зернах, где самородный осмий охарактеризован количественно, химический состав обнаруживает относительную «стерильность» в отношении содержаний рутения и иридия, которые отмечаются не повсеместно до 3.0 и до 1.5 мас.% соответственно. Здесь же постоянно отмечается незначительная примесь железа (до 0.2 мас.%) и реже — никеля (до 0.6 мас.%) (табл. 3, рис. 5, а).

Iг-содержащий самородный осмий выявлен в хромититах обоих типов. В высокоглиноземистых хромититах он наблюдается в виде обособленных гипидиоморфных полифазных включений с лауритом в серпентиновом агрегате интерстиций. Размеры таких включений обычно не превышают 1.5 мкм (рис. 4, а). В химическом составе такого самородного осмия, помимо постоянной значимой примеси иридия (до 32.8 мас.%), постоянно отмечается незначительная примесь железа (до 0.3 мас.%) и редко — примесь рутения (до 2.3 мас.%), (табл. 3; рис. 5, а).

В высокохромистых хромититах Iг-содержащий самородный осмий обнаруживается в виде идиоморфных (с выраженной огранкой) или гипидиоморфных включений в идиоморфных зернах лаурита, капсулированного в зерна хромшпинелида. Размеры таких включений редко превышают 1 мкм (рис. 6, а–б). Иногда в химическом составе такого самородного осмия, помимо постоянной значимой примеси иридия (до 33.5 мас.%), отмечается примесь рутения (до 3.6 мас.%), никеля (до 2,4 мас.%), меди (до 1.1 мас.%) и железа (до 4.7 мас.%) (табл. 3; рис. 5, а).

Самородный иридий является редким минералом и диагностирован только на примере нескольких находок в хромититах Пайтовского рудопроявления. Он наблюдается в виде округлых микроскопических (размером до 0.5 мкм) включений в зернах заключенного в хромшпинелид лаурита и в основном оценен качественно по спектрам (рис. 6, в). Пересчетным путем, идентификация фазы выполнена только в двух наиболее крупных включениях. В химическом составе самородного иридия постоянно отмечаются примеси никеля (до 4.2 мас.%), меди (0.9 мас.%) и железа (до 1.7 мас.%), которые полностью отсутствуют в минерале-«буфере» (лаурите) (табл. 3; табл. 5, ан. 7).

Хонгшиит и высокотемпературный твердый раствор (Pd, Pt, Fe) относятся к числу редких находок, обнаружены только в хромититах рудопроявления № 118. Они вместе с арсенидами и антимонидами Pt и Pd наблюдаются в зонах трещиноватости или кавернозности, приуроченных к краевым железистым каймам преобразования зерен хромшпинелидов. Хонгшиит образует гипидиоморфные и неправильные полифазные включения с геверситом, достигающие размера до 5 мкм (рис. 7, ж–з). В его химическом составе постоянно обнаруживается примесь палладия (до 3.8 мас.%), никеля (до 0.9 мас.%) и железа (до 0.1 мас.%) (табл. 3).

Высокотемпературный твердый раствор (Pd, Pt, Fe) образует самостоятельные обособленные неправильные включения размером до 2.2 мкм, нередко рядом со стибиопалладинитом (рис. 7, е). В его химическом составе постоянно отмечается незначительная примесь меди (до 0.7 мас.%) (табл. 3).

Помимо перечисленных выше МПГ, авторами внутри зерен хромшпинелидов Пайтовского рудопроявления обнаружено несколько микроскопических (размером до 1.5 мкм) включений Pt–Iг–Os–Fe состава (рис. 6, ж; табл. 3). Вероятно, последние являются наноагрегатом смеси изоферроплатины и Os–Iг сплава (?).

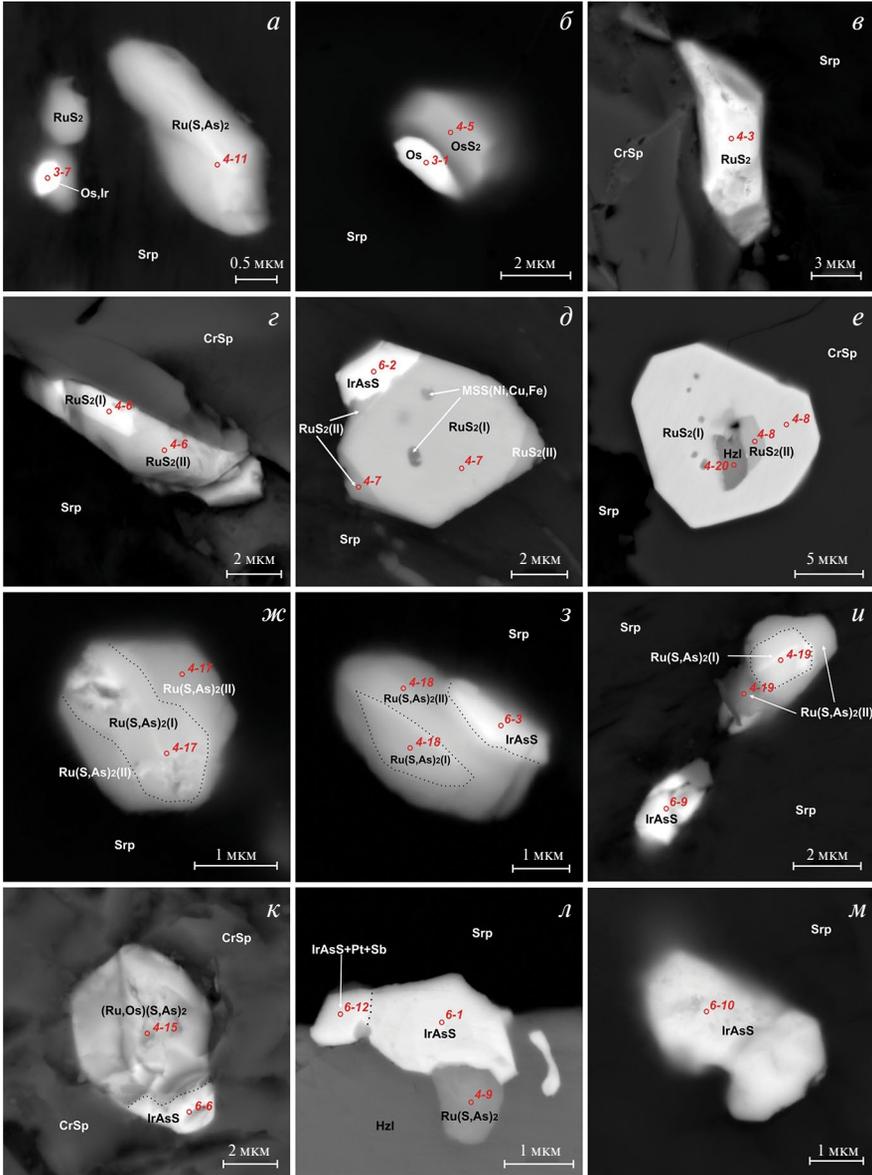


Рис. 4. Микрофотографии самородных элементов, сульфидов и сульфоарсенидов в изученных высокохромистых хромитах северной части Войкаро-Сыньинского массива (в режиме обратно-рассеянных электронов): *а* — ассоциация лаурита, As-содержащего лаурита (табл. 4, ан. 11) и Ir-содержащего осмия (табл. 3, ан. 7) в серпентиновой интерстиции; *б* — полифазное включение осмия (табл. 3, ан. 1) и эрлихманита (табл. 4, ан. 5) в серпентиновой интерстиции; *в* — гипидиоморфное зерно лаурита (табл. 4, ан. 3) на границе хромшпинелида и серпентинового агрегата; *з* — гипидиоморфное зональное зерно лаурита (табл. 4, ан. 6) на границе хромшпинелида и серпентинового агрегата; *д* — идиоморфное полифазное включение осмия (табл. 3, ан. 1) и ирарсита (табл. 6, ан. 2) в серпентиновой интерстиции; *е* — идиоморфное зональное зерно лаурита (табл. 4, ан. 8) с включением Ru—Os-содержащего хизлевудита (табл. 4, ан. 20) в краевой части зерна хромшпинелида; *ж*—*и* — зональный As-содержащий лаурит (табл. 4, ан. 17–19 соответственно) и ирарсита (табл. 6, ан. 3, 9) в силикатной интерстиции; *к* — гипидиоморфное полифазное включение мышьяксодержащего лаурита (табл. 4, ан. 15) и ирарсита (табл. 6, ан. 6) в зерне хромшпинелида; *л* — полифазное включение As-содержащего лаурита (табл. 4, ан. 9), ирарсита (табл. 6, ан. 1) и Pt—Sb-содержащего ирарсита (табл. 6, ан. 12) на границе хизлевудита и серпентинового

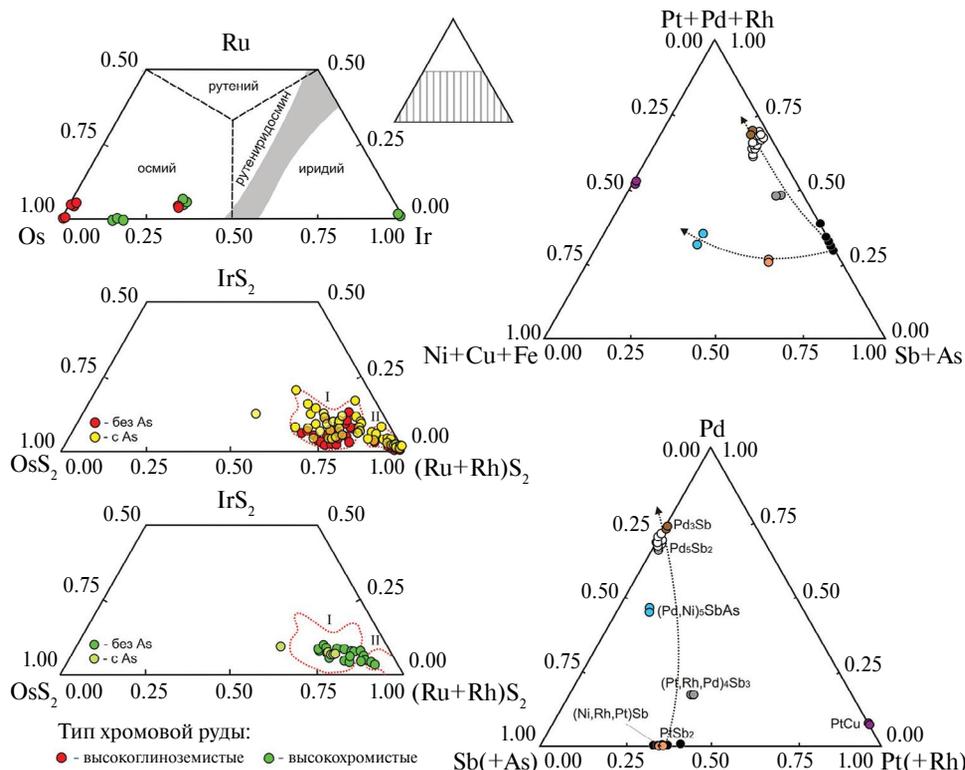


Рис. 5. Треугольные диаграммы для МПГ из хромититов Войкаро-Сыньинского массива: *a* — состав самородных осмия, иридия и рутения. Поле несмесимости по (Harris, Cabri, 1991); *б*, *в* — состав минералов ряда лаурит—эрлихманит, в том числе их As-содержащих разновидностей. Выделенные области сульфидов соответствуют зональным зернам: I — центральная часть, II — краевая часть; *з*, *д* — состав интерметаллидов и антимонидов Pt и Pd в высокоглиноземистых хромититах рудопроявления № 118.

Fig. 5. Ternary diagrams for PGMs from chromitites of the Voykar-Synya massif: *a* — composition of native osmium, iridium and ruthenium. Immiscibility field according to (Harris, Cabri, 1991); *б*, *в* — composition of minerals of laurite—erlichmanite series, including arsenic-containing varieties. The highlighted areas of sulfides correspond to zonal grains: I — central part, II — marginal part; *з*, *д* — composition of intermetallics and antimonides of Pt and Pd in high-alumina chromitites of ore occurrence № 118.

←

агрегата; *м* — обособленное неправильное включение ирарсита (табл. 6, ан. 10) в серпентиновой интерстиции. Здесь и далее: CrSp — хромшпинелид; Hzl — хизлевудит; Srp — серпентин; RuS₂(I) — лаурит состава (Ru_{0.72–0.76}Os_{0.15–0.18}Ir_{0.03–0.07})S₂; RuS₂(II) — лаурит состава (Ru_{0.96–0.97}Os_{0.00–0.03}Ir_{0.01–0.02})S₂.

Fig. 4. Micrographs of native elements, sulfides and sulfoarsenides in studied high-alumina chromitites of northern part of the Voikar-Synya massif (BSE mode): *a* — association of laurite, As-bearing laurite (Table 4, an. 11) and Ir-bearing osmium (Table 3, an. 7) in serpentine interstitium; *б* — polyphase inclusion of osmium (Table 3, an. 1) and erlichmanite (Table 4, an. 5) in serpentine interstitium; *в* — hypidiomorphic grain of laurite (Table 4, an. 3) at boundary of chromospinel and serpentine aggregate; *г* — hypidiomorphic zoned grain of laurite (Table 4, an. 6) at boundary of chromospinel and serpentine aggregate; *д* — euhedral polyphase inclusion of zonal laurite (Table 4, an. 7) and irarsite (Table 6, an. 2) in serpentine interstitium; *е* — euhedral zoned grain of laurite (Table 4, an. 8) with inclusion of Ru—Os-bearing heazlewoodite (Table 4, an. 20) in marginal part of chromospinel grain; *ж*—*и* — zonal As-bearing laurite (Table 4, an. 17–19, respectively) and irarsite (Table 6, an. 3, 9) in silicate interstitium; *к* — hypidiomorphic polyphase inclusion of arsenic-bearing laurite (Table 4, an. 15) and irarsite (Table 6, an. 6) in chromospinel grain; *л* — polyphase inclusion of As-bearing laurite (Table 4, an. 9), irarsite (Table 6, an. 1) and Pt-Sb-bearing irarsite (Table 6, an. 12) at boundary of heazlewoodite and serpentine aggregate; *м* — isolated irregular inclusion of irarsite (Table 6, an. 10) in serpentine interstitium. Hereinafter: CrSp — chromospinelide; Hzl — heazlewoodite; Srp — serpentine; RuS₂(I) — laurite of composition (Ru_{0.72–0.76}Os_{0.15–0.18}Ir_{0.03–0.07})S₂; RuS₂(II) — laurite of composition (Ru_{0.96–0.97}Os_{0.00–0.03}Ir_{0.01–0.02})S₂.

Таблица 3. Химический состав минералов самородных ЭПГ (мас.%) из хромититов Войкар-Сынынского массива
Table 3. Chemical composition of minerals of native PGE (wt %) from chromitites of the Voykar-Syuya massif

№ п/п	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	Сумма	Формула
<i>Высокоглиноземистые хромититы</i>												
Самородный осмий												
1*	X-1507/19-360	н.о.	79.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.12	0.36	н.о.	79.49	$(Os_{0,98}Ni_{0,01}Fe_{0,01}) \Sigma 1,00$
2*	X-1507/19-361	н.о.	78.85	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.06	0.49	н.о.	79.40	$(Os_{0,98}Ni_{0,02}) \Sigma 1,00$
3*	X-1507/21-150	2.23	76.63	1.22	н.о.	н.о.	н.о.	0.07	н.о.	н.о.	80.15	$(Os_{0,93}Ru_{0,05}Ir_{0,02}) \Sigma 1,00$
4*	X-1507/21-152	2.43	78.65	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	н.о.	н.о.	81.23	$(Os_{0,94}Ru_{0,05}Fe_{0,01}) \Sigma 1,00$
5	X-1507/21-164	3.00	95.86	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.10	н.о.	н.о.	98.95	$(Os_{0,94}Ru_{0,06}) \Sigma 1,00$
Ir-содержащий самородный осмий												
6	X-1507/19-275	н.о.	82.90	16.90	н.о.	н.о.	н.о.	0.32	н.о.	н.о.	100.12	$(Os_{0,82}Ir_{0,17}Fe_{0,01}) \Sigma 1,00$
7*	X-1507/19-276	н.о.	54.92	10.33	н.о.	н.о.	н.о.	0.22	н.о.	н.о.	65.47	$(Os_{0,83}Ir_{0,16}Fe_{0,01}) \Sigma 1,00$
8*	X-1507/21-155	1.77	49.13	25.18	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	н.о.	н.о.	76.33	$(Os_{0,63}Ir_{0,32}Ru_{0,04}Fe_{0,01}) \Sigma 1,00$
Хонгшит (PtCu)												
9	X-1507/19-347	н.о.	н.о.	н.о.	72.81	3.69	0.13	0.78	21.81	99.22	$(Pt_{0,97}Fe_{0,01})_{\Sigma 0,98}(Cu_{0,90}Pd_{0,09}Ni_{0,03}) \Sigma 1,02$	
10	X-1507/19-348	н.о.	н.о.	н.о.	73.10	3.79	0.05	0.94	21.71	99.58	$Pt_{0,98}(Cu_{0,89}Pd_{0,09}Ni_{0,04}) \Sigma 1,02$	
(Pd, Pt, Fe)												
11	X-1507/21-182	н.о.	н.о.	н.о.	48.33	48.31	2.02	н.о.	0.22	98.88	$(Pd_{0,62}Pt_{0,33}Fe_{0,05}) \Sigma 1,00$	
12	X-1507/21-183	н.о.	н.о.	н.о.	46.09	48.49	2.96	н.о.	0.71	98.25	$(Pd_{0,60}Pt_{0,31}Fe_{0,07}Cu_{0,02}) \Sigma 1,00$	
<i>Высокохромистые хромититы</i>												
Ir-содержащий самородный осмий												
13	X-1311/2-209	н.о.	85.13	14.57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	99.70	$(Os_{0,85}Ir_{0,15}) \Sigma 1,00$
14*	X-1311/3-192	н.о.	31.85	6.93	н.о.	н.о.	н.о.	0.05	0.96	0.43	40.22	$(Os_{0,74}Ir_{0,16}Ni_{0,07}Cu_{0,03}) \Sigma 1,00$
15*	X-1311/3-193	н.о.	32.38	6.51	н.о.	н.о.	н.о.	1.96	0.59	0.11	41.55	$(Os_{0,68}Ir_{0,14}Fe_{0,14}Ni_{0,04}) \Sigma 1,00$
16*	X-1311/2-238	2.30	48.21	25.29	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	75.80	$(Os_{0,62}Ir_{0,32}Ru_{0,06}) \Sigma 1,00$
17*	X-1311/2-240	2.76	48.20	25.50	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	76.46	$(Os_{0,61}Ir_{0,32}Ru_{0,07}) \Sigma 1,00$
Самородный иридий												
18*	X-1311/1-146	н.о.	н.о.	53.92	1.17	н.о.	н.о.	0.80	1.89	0.42	58.20	$(Ir_{0,82}Ni_{0,09}Fe_{0,04}Rh_{0,03}Cu_{0,02}) \Sigma 1,00$
19*	X-1311/1-147	н.о.	н.о.	49.62	1.00	н.о.	н.о.	0.66	1.78	0.32	53.38	$(Ir_{0,87}Ni_{0,10}Fe_{0,04}Rh_{0,03}Cu_{0,01}) \Sigma 1,00$
Pt-Ir-Os-Fe (?)												
20*	X-1311/3-225	1.18	17.29	18.59	н.о.	32.25	н.о.	3.92	2.01	2.20	77.44	$(Pt_{0,33}Ir_{0,19}Os_{0,18}Fe_{0,14}Ni_{0,07}Cu_{0,07}Ru_{0,02}) \Sigma 1,00$
21*	X-1311/3-225(1)	1.13	17.54	21.00	н.о.	31.85	н.о.	3.78	2.00	2.12	79.42	$(Pt_{0,32}Ir_{0,21}Os_{0,18}Fe_{0,13}Ni_{0,07}Cu_{0,07}Ru_{0,02}) \Sigma 1,00$
22*	X-1311/3-228	1.29	20.66	28.11	н.о.	12.25	н.о.	0.91	0.55	0.59	64.36	$(Ir_{0,40}Os_{0,30}Pt_{0,17}Fe_{0,04}Ru_{0,03}Ni_{0,03}Cu_{0,03}) \Sigma 1,00$

Примечание. Пределы обнаружения составили, мас. %: Ru — 0.12, Os — 0.39, Ir — 0.36, Rh — 0.08, Pt — 0.20, Pd — 0.05, Ni — 0.06, Cu — 0.08.

Таблица 4. Химический состав сульфидов ЭПГ (мас. %) из высокоглиноземистых хромититов Войкаро-Сынынского массива
 Table 4. Chemical composition of PGE sulfides (wt %) from high-alumina chromitites of the Voykar-Syuna massif

№ п/п	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма	Формула
Однородные зерна														
1	X-1507/19-272	43.54	14.46	5.62	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	0.58	н.о.	34.81	н.о.	99.51	(Ru _{0.79} Os _{0.14} Ir _{0.05} Ni _{0.02} Fe _{0.02}) _{Σ1.00} S _{2.08}
2	ЯМ-1-58	39.99	18.64	4.58	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	0.27	н.о.	35.01	н.о.	98.90	(Ru _{0.72} Os _{0.18} Ir _{0.04} Fe _{0.01} Ni _{0.01}) _{Σ0.96} S _{2.04}
3	X-1507/19-158	39.91	21.50	2.53	н.о.	н.о.	н.о.	0.30	0.49	н.о.	34.67	н.о.	99.40	(Ru _{0.73} Os _{0.21} Ir _{0.02} Ni _{0.02} Fe _{0.01}) _{Σ1.00} S _{2.01}
4	ЯМ-1-59	38.72	19.02	5.24	н.о.	н.о.	н.о.	0.40	0.36	н.о.	34.46	н.о.	98.20	(Ru _{0.71} Os _{0.19} Ir _{0.05} Fe _{0.01} Ni _{0.01}) _{Σ0.97} S _{2.03}
5*	X-1507/19-363	н.о.	54.58	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.20	1.41	н.о.	20.13	н.о.	76.32	(Os _{0.91} Ni _{0.08} Fe _{0.01}) _{Σ1.00} S _{2.00}
Зональные зерна														
6	X-1507/21-124 (Ц)	41.67	18.60	2.84	н.о.	н.о.	н.о.	0.39	0.58	н.о.	34.86	н.о.	98.94	(Ru _{0.76} Os _{0.18} Ir _{0.03} Ni _{0.02} Fe _{0.01}) _{Σ1.00} S _{2.00}
X-1507/21-124 (К)	60.50	0.56	1.24	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.18	н.о.	37.12	н.о.	99.60	(Ru _{1.03} Ir _{0.01} Ni _{0.01}) _{Σ1.05} S _{1.95}
7	X-1507/19-188 (Ц)	39.68	16.04	7.09	н.о.	н.о.	н.о.	0.62	0.99	н.о.	35.17	н.о.	99.59	(Ru _{0.72} Os _{0.15} Ir _{0.07} Cu _{0.03} Ni _{0.02}) _{Σ0.99} S _{2.01}
X-1507/19-188 (К)	56.66	3.38	1.75	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.60	н.о.	99.40	(Ru _{0.96} Os _{0.03} Ir _{0.01}) _{Σ1.00} S _{2.00}
8	X-1507/21-118 (Ц)	57.34	2.82	1.68	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	37.37	н.о.	99.21	(Ru _{0.97} Os _{0.02} Ir _{0.02}) _{Σ1.01} S _{1.99}
X-1507/21-118 (К)	41.52	17.14	5.13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.91	н.о.	98.69	(Ru _{0.75} Os _{0.17} Ir _{0.05}) _{Σ0.97} S _{2.03}
As-содержащие дисульфиды лаурит—эрихманитового ряда														
Однородные зерна														
9	X-1507/19-152	52.84	2.25	3.48	1.71	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.98	3.61	98.86	(Ru _{0.92} Ir _{0.03} Rh _{0.03} Os _{0.02}) _{Σ1.00} (S _{1.97} As _{0.08}) _{Σ2.00}
X-1507/19-155	57.44	н.о.	2.16	1.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	36.42	2.26	99.43	(Ru _{0.97} Ir _{0.02} Rh _{0.02}) _{Σ1.01} (S _{1.94} As _{0.05}) _{Σ1.99}
11	X-1507/19-291	39.23	11.67	11.65	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	0.46	н.о.	33.15	3.31	99.73	(Ru _{0.72} Ir _{0.11} Os _{0.11} Ni _{0.02} Fe _{0.01}) _{Σ0.97} (S _{1.95} As _{0.08}) _{Σ2.03}
12	X-1507/19-294	39.41	5.75	16.78	н.о.	н.о.	н.о.	0.16	0.36	н.о.	32.54	4.36	99.36	(Ru _{0.71} Ir _{0.16} Os _{0.06} Ni _{0.01} Fe _{0.01}) _{Σ0.97} (S _{1.97} As _{0.11}) _{Σ2.03}
13	X-1507/19-317	37.19	21.25	8.57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	30.51	1.93	99.45	(Ru _{0.75} Os _{0.23} Ir _{0.09}) _{Σ1.07} (S _{1.88} As _{0.05}) _{Σ1.93}
14	X-1507/19-329	31.95	19.28	14.82	н.о.	н.о.	н.о.	0.40	н.о.	н.о.	29.57	2.86	98.88	(Ru _{0.66} Os _{0.21} Ir _{0.16} Ni _{0.01}) _{Σ1.04} (S _{1.88} As _{0.08}) _{Σ1.96}
15	X-1507/20-92	35.49	21.48	9.26	1.24	н.о.	н.о.	0.18	н.о.	н.о.	31.05	1.48	100.17	(Ru _{0.71} Os _{0.32} Ir _{0.10} Rh _{0.02} Fe _{0.01}) _{Σ1.07} (S _{1.89} As _{0.04}) _{Σ1.93}
16	X-1507/21-153	38.91	18.07	4.19	3.05	н.о.	н.о.	0.08	0.24	н.о.	33.13	1.70	99.38	(Ru _{0.73} Os _{0.18} Ir _{0.04} Rh _{0.05} Ni _{0.01}) _{Σ1.01} (S _{1.95} As _{0.04}) _{Σ1.99}
Зональные зерна														
17	X-1507/21-175 (Ц)	42.29	12.46	9.25	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.30	н.о.	32.75	1.33	99.36	(Ru _{0.80} Os _{0.15} Ir _{0.02} Ni _{0.04}) _{Σ1.06} (S _{1.91} As _{0.03}) _{Σ1.94}
X-1507/21-175 (К)	52.69	4.38	5.24	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.64	н.о.	35.33	1.19	99.48	(Ru _{0.93} Ir _{0.05} Os _{0.04} Ni _{0.02}) _{Σ1.04} (S _{1.97} As _{0.03}) _{Σ1.96}
18	X-1507/19-285 (Ц)	49.73	6.21	5.33	н.о.	н.о.	н.о.	0.31	0.51	н.о.	36.34	0.53	98.96	(Ru _{0.86} Os _{0.06} Ir _{0.05} Ni _{0.02} Fe _{0.01}) _{Σ1.00} (S _{1.98} As _{0.02}) _{Σ2.00}
X-1507/19-285 (К)	58.19	1.07	1.99	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.07	0.22	н.о.	37.04	1.17	99.74	(Ru _{0.98} Ir _{0.02} Os _{0.01}) _{Σ1.01} (S _{1.96} As _{0.03}) _{Σ1.99}
19	X-1507/21-168 (Ц)	36.52	18.72	8.76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.19	н.о.	32.26	2.33	98.78	(Ru _{0.70} Os _{0.19} Ir _{0.02} Ni _{0.01}) _{Σ0.99} (S _{1.95} As _{0.06}) _{Σ2.01}
X-1507/21-168 (К)	55.00	3.45	2.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.49	н.о.	37.27	0.34	98.64	(Ru _{0.93} Os _{0.03} Ir _{0.02} Ni _{0.01}) _{Σ0.99} (S _{2.00} As _{0.01}) _{Σ2.01}
Ru—Os-содержащий хизлевудит														
20	X-1507/21-120	1.75	0.39	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.15	67.72	н.о.	25.38	н.о.	95.39	(Ni _{0.92} Ru _{0.04} Os _{0.01} Fe _{0.01}) _{Σ2.98} S _{2.02}

Примечание. Пределы обнаружения составили, мас. %: Ru — 0.18, Os — 0.25, Ir — 0.31, Rh — 0.09, Pt — 0.32, Pd — 0.08, Fe — 0.05, Ni — 0.05, Cu — 0.09, S — 0.07, As — 0.08.

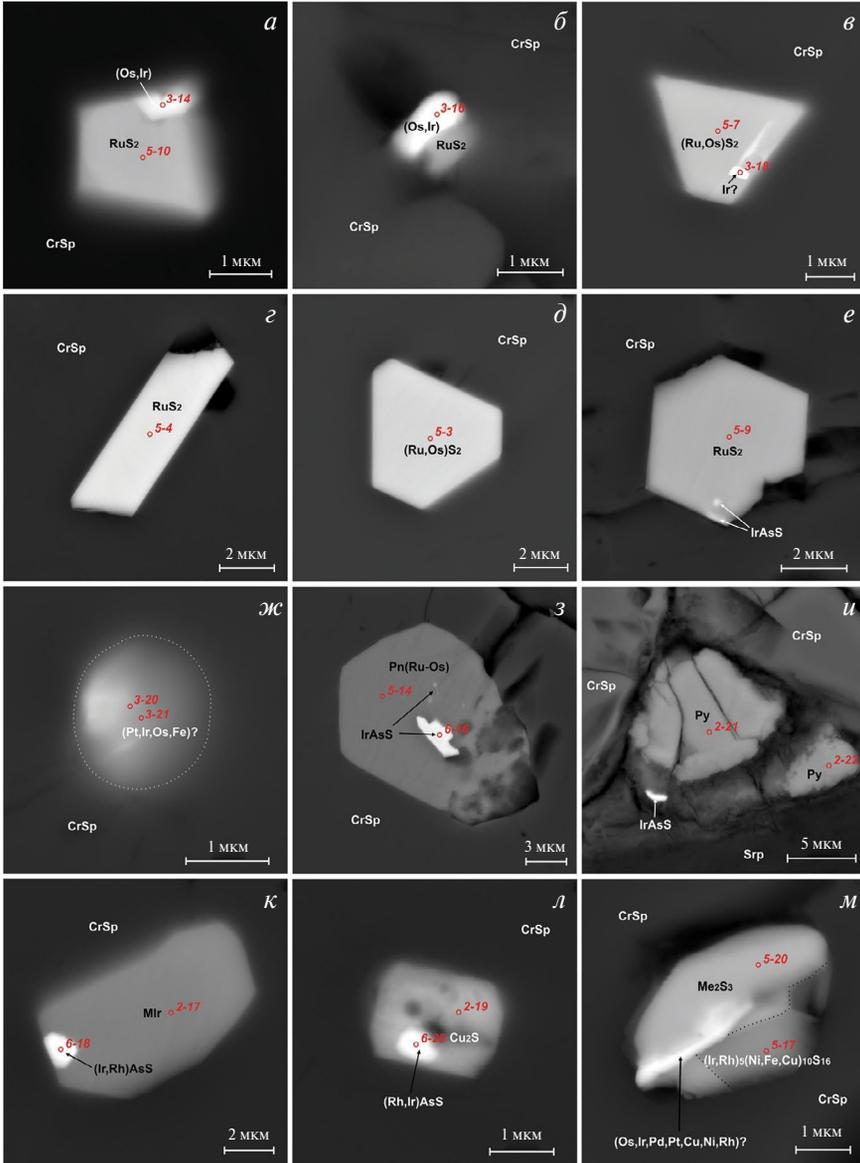


Рис. 6. Микрофотографии самородных элементов, сульфидов и сульфоселенидов в высокохромистых хромититах Пайтовского рудопоявления Войкаро-Сыньинского массива (в режиме обратно-рассеянных электронов): *a–e* — капсулированные в хромшпинелиде идиоморфные зерна лаурита (табл. 5, ан. 10, 7, 4, 3, 9 соответственно, за исключением *b*), в том числе с включением Ir-содержащего осмия (табл. 3, ан. 14, 16 соответственно), самородного иридия (табл. 3, ан. 18) и ирарсита; *ж* — наноагрегат смеси изоферроплатины и Os-Ir сплава (табл. 3, ан. 20–21) в зерне хромшпинелида; *з* — идиоморфное зерно Ru–Os-содержащего пентландита (табл. 5, ан. 14) с включением ирарсита (табл. 6, ан. 16); *и* — гипидиоморфное зерно пирита (табл. 2, ан. 21–22) с включением ирарсита на границе зерна хромшпинелида и серпентиновой интерстиции; *к* — идиоморфное зерно миллерита (табл. 2, ан. 17) с включением Rh-содержащего ирарсита (табл. 6, ан. 18); *л* — идиоморфное зерно халькозина (табл. 2, ан. 19) с включением холлингвортиита (табл. 6, ан. 20); *м* — полифазное зерно куваевита (табл. 5, ан. 17), сульфида ЭПГ с цветными металлами, близкого по стехиометрии формуле Me_2S_3 (табл. 5, ан. 20), и недиагностированной минеральной фазы. Mlr — миллерит; Py — пирит; Pn(Ru-Os) — Ru-Os-содержащий пентландит.

Fig. 6. Micrographs of native elements, sulfides and sulfoselenides in high-chromium chromitites of the Paitovsky ore occurrence of the Voikar-Synya massif (BSE mode): *a–e* — euhedral laurite grains (Table 5, an. 10, 7, 4, 3, 9,

Сульфиды МПГ являются самой распространенной группой. Они представлены обычной для хромитовых руд ассоциацией дисульфидов ряда лаурит (RuS_2) — эрлихманит (OsS_2) и, реже, Ru-Os-содержащим пентландитом, куваевитом и сульфидом (Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh) $_2\text{S}_3$, очевидно, соответствующим ЭПГ-содержащему Mss (Толстых, 2004).

Минералы ряда лаурит—эрлихманит отмечены во всех структурно-вещественных типах, изученных хромититов. Отдельные их зерна достигают размеров до 8 мкм, часто характеризуются высокой степенью идиоморфизма. При этом, если в высокохромистых хромититах минералы всегда образуют идиоморфные, хорошо ограниченные четырех- и шестигранные зерна (рис. 6, *a–e*), то в высокоглиноземистых хромититах — встречаются как идиоморфные шестигранные, так и гипидиоморфные зерна (рис. 4, *a–e*). В высокохромистых хромититах дисульфиды выявлены исключительно в зернах хромшпинелидов, а в высокоглиноземистых хромититах, наоборот, преимущественно наблюдаются в серпентиновых интерстициях в ассоциации с As-содержащими дисульфидами и ирарситом, или в краевой части хромитовых зерен на границе с серпентиновым агрегатом. Внутри дисульфидов иногда наблюдаются микроскопические включения самородного осмия, ирарсита или хизлевудита в высокоглиноземистых хромититах (рис. 4, *a, б, д, e*) и включения Ir-содержащего самородного осмия, самородного иридия и ирарсита в высокохромистых хромититах (рис. 6, *a–в, e*).

Только в зернах лаурита из высокоглиноземистых хромититов часто отмечается зональность, обусловленная «облагораживанием» состава минерала от центра зерна к краю (возрастание рутениевого минала от $\text{Ru}_{0,72}$ до $\text{Ru}_{0,97}$) (табл. 4, ан. 6—7; рис. 4, *г, д*; рис. 5, *б*). В краевых зонах роста (угловых и ребровых) таких зерен нередко встречаются идиоморфные и гипидиоморфные включения ирарсита. В одном зерне в составе центральной зоны выявлены микроскопические каплевидные включения недиагностированного сульфида (Ni, Cu, Fe) (рис. 4, *д*).

Единожды в хромшпинелиде обнаружено зональное зерно с бедным осмием и иридием ядром и богатой этими элементами каймой ($\text{Os}_{0,02}$, $\text{Ir}_{0,02} \rightarrow \text{Os}_{0,17}$, $\text{Ir}_{0,05}$) (табл. 4, ан. 8). В обогащенной Os краевой зоне в прямом контакте с ядерной зоной (обедненной Os) такого зерна отмечено крупное включение Ru—Os-содержащего хизлевудита и, непосредственно в краевой зоне, его более мелкие микроскопические каплевидные включения (табл. 4, ан. 20; рис. 4, *e*).

По химическому составу выявленные однородные зерна дисульфидов соответствуют осмистому лауриту. Чистый эрлихманит отмечен только единожды в рудопроявлении № 118 (рис. 4, *б*). Лаурит из высокоглиноземистых хромититов характеризуется несколько большим содержанием осмия (14.5—21.5 мас.%) при меньших значениях иридия (2.5—5.6 мас.%) по сравнению с лауритом из высокохромистых хромититов (6.2—18.5 мас.% и 4.3—9.7 мас.%, соответственно) (табл. 4, 5).

Ru—Os-содержащий пентландит редок. Он изучен на примере нескольких зерен, обнаруженных в хромититах Пайтовского высокохромистого рудопроявления. Минерал характеризуется гипидиоморфной формой, имеет размер до 12 мкм и наблюдается

←
respectively, except for b) encapsulated in chromospinelide, including those with inclusion of Ir-bearing osmium (Table 3, an. 14, 16, respectively), native iridium (Table 3, an. 18) and irarsite; *ж* — nanoaggregate of mixture of isoferroplatinum and Os-Ir alloy (Table 3, an. 20—21) in chromospinel grain; *з* — euhedral grain of Ru—Os-bearing pentlandite (Table 5, an. 14) with inclusion of irarsite (Table 6, an. 16); *и* — hypidiomorphic grain of pyrite (Table 2, an. 21—22) with inclusion of irarsite at boundary of chromospinel grain and serpentine interstitium; *к* — euhedral grain of millerite (Table 2, an. 17) with inclusion of Rh-bearing irarsite (Table 6, an. 18); *л* — euhedral grain of chalcocite (Table 2, an. 19) with inclusion of hollingworthite (Table 6, an. 20); *м* — polyphase grain of kuvaevite (Table 5, an. 17), PGE sulfide with non-ferrous metals, close in stoichiometry to formula Me_2S_3 (Table 5, an. 20), and undiagnosed mineral phase. Mlr — millerite; Py — pyrite; Pn(Ru-Os) — Ru—Os-containing pentlandite.

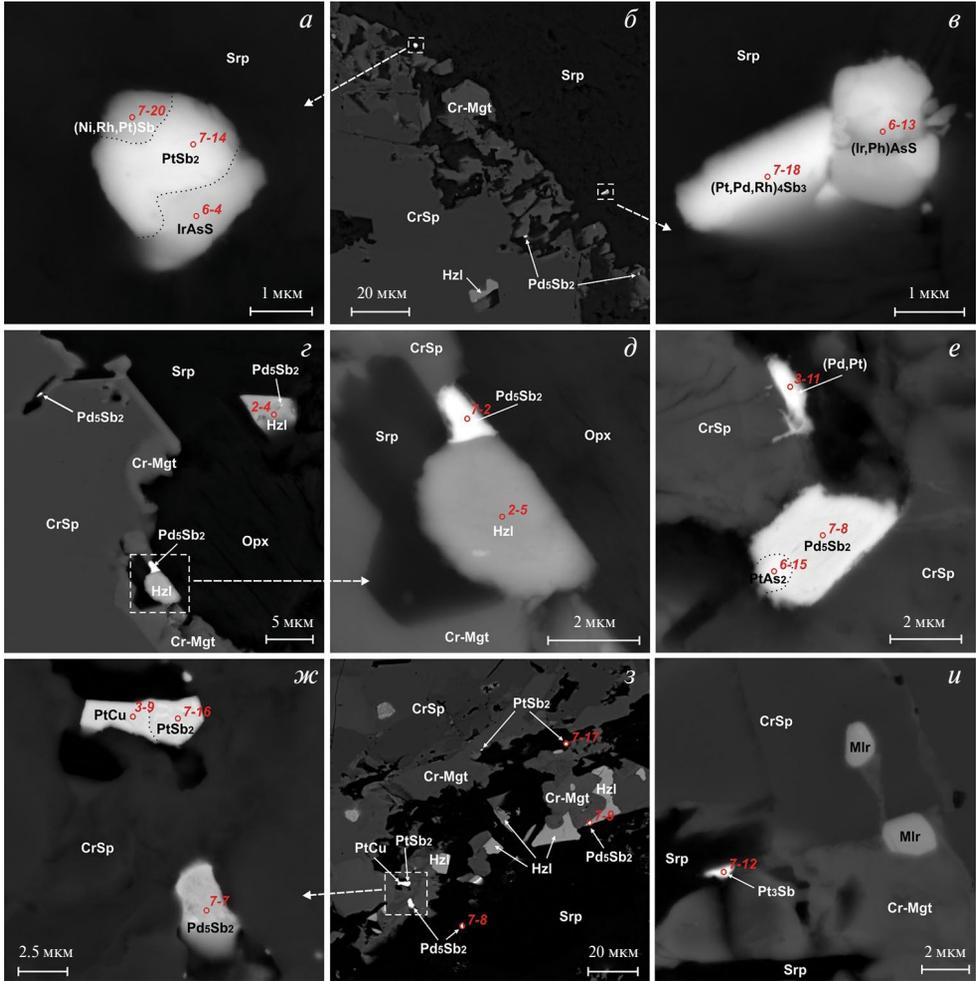


Рис. 7. Микрофотографии интерметаллидов и антимонидов Pt и Pd в высокоглиноземистых хромититах рудопроявления № 118 Войкаро-Сыньинского массива (в режиме обратно-рассеянных электронов): *a* — полифазное включение геверсита (табл. 7, ан. 14), ирарсита (табл. 6, ан. 4) и unnamed фазы (Ni, Rh, Pt)Sb (табл. 7, ан. 20) в серпентиновой интерстиции; *б* — микровключения антимонидов Pt и Pd и ирарсита на границе преобразованной краевой зоны хромшпинелида и серпентинового агрегата; *в* — полифазное зерно генкинита (табл. 7, ан. 18) и Rh-содержащего ирарсита (табл. 6, ан. 13) в серпентиновой интерстиции; *з*, *д* — микровключения стибипалладинита (табл. 7, ан. 2) в ассоциации с хизлевуидитом (табл. 2, ан. 4, 5) на границе преобразованной краевой зоны хромшпинелида и серпентинового агрегата; *е* — стибипалладинит (табл. 7, ан. 8) с включением сперрилит (табл. 6, ан. 15) и высокотемпературный Fe-содержащий Pd—Pt твердый раствор (табл. 3, ан. 11) в трещинке зерна хромшпинелида, «залеченной» серпентином; *ж*, *з* — стибипалладинит (табл. 7, ан. 7, ан. 7—9), геверсит (табл. 7, ан. 16—17) и хонгшиит (табл. 3, ан. 9) в ассоциации с хизлевуидитом (табл. 2, ан. 6—7) на границе преобразованной краевой зоны хромшпинелида и серпентинового агрегата; *и* — unnamed фазы Pd₂Sb (табл. 7, ан. 12) на границе преобразованной краевой зоны хромшпинелида и серпентинового агрегата. Cr-Mgt — хром-магнетит; Орх — ортопироксен.

Fig. 7. Microphotographs of intermetallides and antimonides of Pt and Pd in high-alumina chromitites of ore occurrence No. 118 of the Voykar-Synya massif (BSE mode): *a* — polyphase inclusion of geversite (Table 7, an. 14), irarsite (Table 6, an. 4) and unnamed phase (Ni, Rh, Pt)Sb (Table 7, an. 20) in serpentine interstitium; *б* — microinclusions of Pt and Pd antimonides and irarsite at boundary of transformed marginal zone of chromspinel and serpentine aggregate; *в* — polyphase grains of genkinit (Table 7, an. 18) and Rh-bearing irarsite (Table 6, an. 13) in serpentine interstitium; *з*, *д* — microinclusions of stibiopalladinite (Table 7, an. 2) in association with hizelevudite (Table 2, an. 4, 5) at boundary of transformed marginal zone of chromspinel and serpentine aggregate; *е* — stibiopalladinite (Table 7, an. 8) with sperrilit (Table 6, an. 15) and high-temperature Fe-bearing Pd—Pt solid solution (Table 3, an. 11) in crack of chromspinel, «healed» by serpentine; *ж*, *з* — stibiopalladinite (Table 7, an. 7, an. 7—9), geversite (Table 7, an. 16—17) and xonxite (Table 3, an. 9) in association with hizelevudite (Table 2, an. 6—7) at boundary of transformed marginal zone of chromspinel and serpentine aggregate; *и* — unnamed phase Pd₂Sb (Table 7, an. 12) at boundary of transformed marginal zone of chromspinel and serpentine aggregate. Cr-Mgt — chrom-magnetite; Орх — orthopyroxene.

исключительно внутри зерен хромшпинелидов. В двух из трех изученных зерен отмечены включения ирарсита (рис. 6, з). Химический состав минерала отличается от стехиометрического повышенным содержанием никеля (до 38.6 мас.%), а также постоянным присутствием в катионной группе рутения и осмия (до 5.6 мас.% и до 2.5 мас.% соответственно) (табл. 5).

Куваевит и сложный сульфид Me_2S_3 выявлены только в хромититах Пайтовского рудопоявления. Они отмечаются в виде полифазных каплевидных включений размером до 6 мкм, заключенных в катаклазированные зерна хромшпинелида (рис. 7, м; табл. 5). Вместе с ними в таких полифазных зернах наблюдается металлическая фаза, диагностика которой не представляется возможной; качественно установлен только элементный состав этих зерен — (Os, Ir, Pd, Pt, Cu, Ni, Rh).

Расчитанная формула куваевита $(Ir, Rh)_5(Ni, Fe, Cu)_{10}S_{16}$ близка к составу более ранних находок этого минерала, а отклонение от идеальной формулы $Ir_5Ni_{10}S_{16}$ обусловлено весьма ограниченным изоморфизмом элементов, входящих в разные структурные позиции: $(Ir+Rh+Pt) \Leftrightarrow (Ni+Fe+Co+Cu)$, однако с неизменным сохранением теоретической суммы металлов: 15 атомов на формулу (табл. 5) (Барков и др., 2022).

Ранее куваевит, до его официального открытия и утверждения, уже был диагностирован Е. В. Аникиной в высокохромистых хромититах Войкаро-Сыньинского массива, как неназванный сульфид, близкий по стехиометрии к $(Ni, Ir, Fe, Rh)S$ (Аникина, 1995). Однако сложные сульфиды Me_2S_3 , где в катионной группе одновременно присутствуют как тугоплавкие (Os—Ir—Ru), так и легкоплавкие (Rh, Pt и Pd) платиноиды, а также медь, никель и железо (табл. 5), очевидно, охарактеризованы авторами настоящей работы впервые.

Сульфоарсениды МПГ являются второй группой по распространенности после сульфидов. Наиболее обширно они развиты в высокоглиноземистых хромититах, значительно реже — в высокохромистых хромититах. Данная группа по результатам рентгеноспектрального анализа подразделяется на 2 типа соединений: As-содержащие дисульфиды и сульфоарсениды ирарсит—холлингвортитового ряда.

Первый тип соединений развит преимущественно в высокоглиноземистых хромититах, а в высокохромистых хромититах он изучен лишь на примере нескольких зерен (и в тех, где содержание As не превышает 0.5 мас.%). По главным компонентам и их количественным атомным соотношениям As-содержащие дисульфиды в целом идентичны дисульфидам лаурит—эрликманитового ряда. Однако основная их особенность заключается в том, что в лигандной группировке часть серы замещена мышьяком (содержание As до 4.4 мас.%) и, таким образом, эта группа является переходной к достаточно распространенным сульфоарсенидным фазам.

При этом, если в As-содержащем лаурите из высокоглиноземистых хромититов содержание мышьяка изменяется от 1.5 до 4.4 мас.%, то в подобном минерале из высокохромистых хромититов эти содержания имеют «следовый» характер, не превышая 0.4 мас.% (табл. 4, 5).

Отмечено, что, если As-содержащие дисульфиды из высокохромистых хромититов по химическому составу практически аналогичны ассоциирующим дисульфидам, то в высокоглиноземистых хромититах они характеризуются несколько большим

←

aggregate; *e* — stibipalladinite (Table 7, an. 8) with inclusion of sperrylite (Table 6, an. 15) and high-temperature Fe-containing Pd-Pt solid solution (Table 3, an. 11) in crack in chromospinelite grain “healed” with serpentine; *ж, з* — stibipalladinite (Table 7, an. 7–9), geversite (Table 7, an. 16–17) and hongshiite (Table 3, an. 9) in association with heazlewoodite (Table 2, an. 6–7) at boundary of transformed marginal zone of chromospinelite and serpentine aggregate; *u* — unnamed phase Pd_3Sb (Table 7, an. 12) at boundary of transformed marginal zone of chromospinelite and serpentine aggregate. Cr-Mgt — chromium magnetite; Opx — orthopyroxene.

Таблица 5. Химический состав сульфидов ЭПГ (мас. %) из высокохромистых хромитов Войкар-Сыннинского массива
Table 5. Chemical composition of PGE sulfides (wt %) from high-chromium chromites of the Voykar-Synua massif

№ п/п	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	S	As	Сумма	Формула	
Дисульфиды лаурит (RuS ₂) — эрликманитового (OsS ₂) ряда															
Однородные зерна															
1	X-1311/3-205	50.16	6.15	4.25	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.41	1.05	37.36	н.о.	99.36	(Ru _{0,85} Os _{0,06} Ir _{0,04} Cu _{0,03} Ni _{0,01}) _{Σ0,99} S _{2,01}	
2	X-1311/3-175	48.26	7.71	8.12	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.28	35.67	н.о.	100.04	(Ru _{0,86} Os _{0,07} Ir _{0,07} Cu _{0,01}) _{Σ1,01} S _{1,99}	
3	X-1311/1-153	48.14	7.82	7.40	н.о.	н.о.	н.о.	0.04	н.о.	н.о.	36.47	н.о.	99.86	(Ru _{0,84} Os _{0,07} Ir _{0,07}) _{Σ0,98} S _{2,02}	
4	X-1311/3-185	45.00	10.27	8.34	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	35.51	н.о.	99.12	(Ru _{0,80} Os _{0,10} Ir _{0,08}) _{Σ0,98} S _{2,02}	
5	X-1311/1-162	44.06	13.86	5.52	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	35.53	н.о.	98.97	(Ru _{0,79} Os _{0,13} Ir _{0,05}) _{Σ0,97} S _{2,03}	
6	X-1311/2-211	43.77	11.90	9.27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.74	н.о.	99.67	(Ru _{0,80} Os _{0,11} Ir _{0,09}) _{Σ1,00} S _{2,00}	
7	X-1311/1-144	41.52	14.08	8.90	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.92	н.о.	99.42	(Ru _{0,76} Os _{0,14} Ir _{0,09}) _{Σ0,99} S _{2,01}	
8	X-1311/1-133	40.79	15.67	7.34	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.95	н.о.	98.75	(Ru _{0,75} Os _{0,15} Ir _{0,07}) _{Σ0,97} S _{2,03}	
9	X-1311/2-200	38.25	16.92	9.74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.35	н.о.	99.25	(Ru _{0,71} Os _{0,17} Ir _{0,09}) _{Σ0,97} S _{2,03}	
10	X-1311/3-196	37.46	18.54	8.35	н.о.	н.о.	н.о.	1.25	н.о.	н.о.	32.79	н.о.	98.39	(Ru _{0,72} Os _{0,19} Ir _{0,08} Fe _{0,04}) _{Σ1,03} S _{1,97}	
As-содержащие дисульфиды лаурит — эрликманитового ряда															
Однородные зерна															
11	X-1311/1-156	40.90	16.71	7.54	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.55	0.32	100.02	(Ru _{0,75} Os _{0,16} Ir _{0,07}) _{Σ0,98} (S _{2,01} As _{0,01}) _{Σ2,02}	
12	X-1311/1-157	40.28	17.07	7.41	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.40	0.23	99.39	(Ru _{0,74} Os _{0,17} Ir _{0,07}) _{Σ0,98} (S _{2,01} As _{0,01}) _{Σ2,02}	
13	X-1311/1-158	39.81	17.28	7.69	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	34.21	0.38	99.37	(Ru _{0,74} Os _{0,17} Ir _{0,08}) _{Σ0,99} (S _{2,00} As _{0,01}) _{Σ2,01}	
Ru-Os-содержащий пентландит															
14	X-1311/2-192	5.55	2.51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	21.44	37.84	н.о.	31.45	н.о.	98.79	(Ni _{5,26} Fe _{3,13} Ru _{0,45} Os _{0,11}) _{Σ8,95} S _{8,05}	
15	X-1311/2-193	5.54	2.37	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	21.27	38.11	н.о.	31.54	н.о.	98.84	(Ni _{5,28} Fe _{3,10} Ru _{0,45} Os _{0,10}) _{Σ8,93} S _{8,07}	
16	X-1311/2-194	5.63	2.28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	21.52	38.57	н.о.	31.86	н.о.	99.86	(Ni _{5,29} Fe _{3,10} Ru _{0,45} Os _{0,10}) _{Σ8,94} S _{8,06}	
Куваевит (Ir, Rh) ₅ (Ni, Fe, Cu) ₁₀ S ₁₆															
17	X-1311/3-217	н.о.	н.о.	43.70	3.12	н.о.	н.о.	6.49	14.17	7.06	24.72	н.о.	99.26	(Ir _{4,72} Rh _{0,63}) _{Σ5,35} (Ni _{3,01} Fe _{2,41} Cu _{2,30}) _{Σ9,72} S _{15,93}	
18	X-1311/3-218	н.о.	н.о.	42.89	2.88	н.о.	н.о.	6.35	13.73	8.51	25.17	н.о.	99.52	(Ir _{4,55} Rh _{0,57}) _{Σ5,12} (Ni _{4,77} Cu _{2,73} Fe _{3,32}) _{Σ9,82} S _{16,06}	
Сульфиды ЭПГ с цветными металлами Me ₂ S ₃															
19	X-1311/3-219	10.20	38.54	9.27	0.54	н.о.	0.26	0.43	0.45	12.85	27.06	н.о.	99.61	(Os _{0,72} Cu _{0,72} Ru _{0,36} Ir _{0,17} Ni _{0,03} Fe _{0,02} Rh _{0,02} Pd _{0,01}) _{Σ2,05} S _{2,95}	
20	X-1311/3-220	10.36	40.41	10.73	0.36	н.о.	5.34	0.73	1.53	0.48	4.63	25.17	н.о.	99.74	(Os _{0,81} Ru _{0,39} Cu _{0,28} Ir _{0,21} Pt _{0,11} Fe _{0,11} Pd _{0,03} Ni _{0,03} Rh _{0,01}) _{Σ1,98} S _{3,02}
21	X-1311/3-221	8.88	37.45	9.91	0.35	13.17	1.57	2.71	0.85	1.90	23.38	н.о.	100.16	(Os _{0,81} Ru _{0,36} Pt _{0,28} Ir _{0,21} Fe _{0,20} Cu _{0,12} Pd _{0,06} Ni _{0,06} Rh _{0,01}) _{Σ2,11} S _{2,89}	

Примечание. Пределы обнаружения аналогичны табл. 4.

«разбросом», обусловленным тенденцией к возрастанию в их составе содержания иридия (до 16.8 мас.%) с увеличением содержания мышьяка, а в отдельных зернах — появлением значимой примеси родия (до 3.1 мас.%) (рис. 5, б–в; табл. 4).

Подобно «чистому» лауриту, As-содержащий лаурит в высокохромистых хромититах наблюдается только в виде идиоморфных, хорошо ограненных включений в зернах хромшпинелидов. В высокоглиноземистых хромититах, наоборот, он преимущественно обнаруживается в виде самостоятельных гипидиоморфных зерен в серпентиновых интерстициях в ассоциации с зернами лаурита и ирарсита и только единичные зерна, находящиеся в непосредственной ассоциации с ирарситом, отмечаются в хромшпинелиде или хилевудите (рис. 4, ж–л). При этом в них также часто отмечается зональность, обусловленная «облагораживанием» состава минерала от центра зерна к краю (возрастание рутениевого минала от $Ru_{0.70}$ до $Ru_{0.98}$) (табл. 4, ан. 17–19; рис. 4, ж–и). Как и в «чистом» зональном лаурите, в краевых зонах роста (угловых и ребровых) таких зерен нередко встречаются гипидиоморфные включения ирарсита (рис. 4, з).

Ранее подобные As-содержащие дисульфиды были выделены и охарактеризованы в хромититах Кемпирсайского (Южный Урал), Алапаевского (Средний Урал), Верх-Нейвинского (Средний Урал), Харчерузского (Полярный Урал) и Агардагского (республика Тыва) ультрамафитовых массивов (Дистлер и др., 2003; Мурзин и др., 2023; Мурзин, Суставов, 2000; Юричев, 2022; Юричев и др., 2020; Yurichev et al., 2021).

Сульфоарсениды ирарсит–холлингвортитового ряда обнаружены как в высокоглиноземистых, так и в высокохромистых хромититах. В первых они распространены намного шире, но представлены ирарситом и переходной разновидностью — Rh-содержащим ирарситом (с содержанием Rh до 15.5 мас.%) (рис. 7, в; табл. 6). В высокохромистых хромититах, помимо ирарсита, в виде включения в халькозине также диагностирован холлингвортит, содержащий в своем составе примеси никеля (до 5.6 мас.%) и рутения (до 1.8 мас.%) (рис. 6, л; табл. 6). Отсутствие данных элементов в составах минерала–«буфера» (халькозина) и включающего его хромшпинелида, позволило авторам исключить версию «загрязнения» ими химических анализов изученного холлингвортита.

Ирарсит из высокоглиноземистых хромититов преимущественно наблюдается в «залеченных» серпентином интерстициях (нередко на самой границе с хромшпинелидом). Он отмечается как в виде сростков с геверситом и неназванной фазой (Ni, Rh, Pt)Sb, с генкинитом, с лауритом или его As-содержащей разновидностью, так и в виде самостоятельных зерен в ассоциации с зернами последних минералов. Иногда эта ассоциация дополняется хилевудитом (рис. 4, д, з–м; рис. 7, а–в). В химическом составе ирарсита постоянно диагностируются примеси родия (0.4–15.5 мас.%) и рутения (1.8–3.9 мас.%), реже — осмия (до 1.0 мас.%), платины (до 8.6 мас.%), палладия (до 1.0 мас.%), никеля (до 1.4 мас.%), железа (до 0.2 мас.%) и сурьмы (до 4.5 мас.%) (табл. 6). При этом наибольшие содержания платины и палладия отмечаются в сростках ирарсита с антимонидами Pt и Pd (рис. 7, а; табл. 6, ан. 4).

Ирарсит из высокохромистых хромититов обнаруживается в виде микроскопических (до 3 мкм) гипидиоморфных включений в лаурите, Ru–Os-содержащем пентландите, пирите и миллерите, которые, в свою очередь, в большинстве случаев, капсулированы в зерна хромшпинелидов (рис. 6, е, з–к). Химический состав такого ирарсита отличается от ирарсита из высокоглиноземистых хромититов полным отсутствием осмия, платины, палладия и сурьмы и более высокими содержаниями никеля (до 2.1 мас.%) и железа (до 6.1 мас.%) (табл. 6). При этом ирарсит из миллерита характеризуется повышенным содержанием родия (~7.8 мас.%) (рис. 6, к;

Таблица 6. Химический состав сульфоарсенидов и арсенидов ЭПГ (мас.%) из хромититов Войкаро-Сыннинского массива
Table 6. Chemical composition of sulfoarsenides and arsenides of PGE (wt %) from chromitites of the Voykar-Sunya massif

№ п/п	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	S	As	Sb	Сумма	Формула	
<i>Высокоглиноземистые хромититы</i>															
Ирарсит (IrAsS)															
1	X-1507/19-150	3.04	н.о.	53.52	5.76	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	12.56	23.92	н.о.	98.80	(Ir _{0,78} Rh _{0,16} Ru _{0,08}) _{±1,02} As _{0,90} S _{1,08}	
2	X-1507/19-186	2.64	н.о.	61.50	0.36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	12.32	22.49	н.о.	99.32	(Ir _{0,93} Ru _{0,07} Rh _{0,01}) _{±1,01} As _{0,88} S _{1,11}	
3	X-1507/19-211	2.34	н.о.	53.22	5.73	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.28	13.08	24.97	н.о.	99.61	(Ir _{0,75} Rh _{0,15} Ru _{0,06} Ni _{0,01}) _{±0,97} As _{0,93} S _{1,10}
4	X-1507/19-256	3.44	н.о.	43.27	3.15	8.55	0.98	н.о.	0.83	11.10	23.57	4.48	99.37	(Ir _{0,64} Pt _{0,12} Ru _{0,10} Rh _{0,09} Ni _{0,04} Pd _{0,02}) _{±1,01} (As _{0,90} Sb _{0,10}) _{±1,00} S _{0,99}	
5	X-1507/19-259	3.14	н.о.	45.98	3.07	7.05	0.48	н.о.	1.41	11.74	24.47	2.58	99.93	(Ir _{0,67} Pt _{0,10} Ru _{0,09} Rh _{0,08} Ni _{0,06} Pd _{0,07}) _{±1,01} (As _{0,97} Sb _{0,06}) _{±0,98} S _{1,01}	
6	X-1507/20-95	2.51	0.75	53.96	4.79	н.о.	н.о.	0.22	н.о.	12.31	24.23	н.о.	98.77	(Ir _{0,79} Rh _{0,13} Ru _{0,07} Os _{0,01} Fe _{0,07}) _{±1,01} As _{0,91} S _{1,08}	
7	X-1507/21-143	1.78	н.о.	57.93	1.00	0.99	н.о.	н.о.	0.49	11.27	25.85	н.о.	99.31	(Ir _{0,87} Ru _{0,05} Rh _{0,03} Pt _{0,02} Ni _{0,02}) _{±0,99} As _{0,99} S _{1,02}	
8	X-1507/21-161	3.91	0.91	57.56	1.94	н.о.	н.о.	н.о.	0.25	11.61	22.65	н.о.	98.82	(Ir _{0,90} Ru _{0,11} Rh _{0,05} Os _{0,01} Ni _{0,01}) _{±1,08} As _{0,91} S _{1,01}	
9	X-1507/21-163	3.53	н.о.	53.61	3.32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	12.25	27.16	н.о.	99.87	(Ir _{0,73} Ru _{0,09} Rh _{0,09} Pt _{0,02} Ni _{0,01}) _{±0,93} As _{0,98} S _{1,09}	
10	ЯМ-1-64	2.00	н.о.	57.50	3.28	1.26	н.о.	н.о.	0.29	11.28	23.76	н.о.	99.36	(Ir _{0,89} Rh _{0,09} Ru _{0,06} Pt _{0,02} Ni _{0,01}) _{±1,07} As _{0,95} S _{0,98}	
11	X-1507/20-94	2.78	0.95	51.03	6.91	н.о.	н.о.	0.21	н.о.	13.11	23.94	н.о.	98.93	(Ir _{0,73} Rh _{0,18} Ru _{0,07} Os _{0,01} Fe _{0,07}) _{±1,00} As _{0,88} S _{1,12}	
12	X-1507/19-148	1.78	н.о.	50.16	7.78	1.80	н.о.	н.о.	н.о.	11.46	26.74	0.33	100.06	(Ir _{0,73} Rh _{0,21} Ru _{0,05} Pt _{0,02}) _{±1,01} (As _{0,99} Sb _{0,01}) _{±1,00} S _{0,99}	
13*	X-1507/19-265	2.67	н.о.	36.03	9.70	1.68	н.о.	н.о.	0.34	10.79	21.71	н.о.	82.92	(Ir _{0,60} Rh _{0,30} Ru _{0,08} Pt _{0,03} Ni _{0,02}) _{±1,03} As _{0,93} S _{1,04}	
14*	X-1507/21-129	2.67	н.о.	32.46	13.04	1.46	н.о.	н.о.	0.18	11.00	22.48	н.о.	83.29	(Ir _{0,52} Rh _{0,39} Ru _{0,08} Pt _{0,05} Ni _{0,01}) _{±1,02} As _{0,93} S _{1,05}	
Сперрилит (PtAs ₂)															
15*	X-1507/21-179	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	57.07	н.о.	0.08	н.о.	38.41	3.73	99.29		(Pt _{1,07} Fe _{0,01}) _{±1,08} (As _{1,81} Sb _{0,11}) _{±1,92}	
<i>Высокохромистые хромититы</i>															
Ирарсит (IrAsS)															
16	X-1311/2-189	1.66	н.о.	56.79	1.41	н.о.	н.о.	0.96	2.03	11.95	24.35	н.о.	99.15	(Ir _{0,85} Ni _{0,10} Ru _{0,04} Rh _{0,04} Fe _{0,05}) _{±1,08} As _{0,93} S _{0,98}	
17	X-1311/2-190	1.82	н.о.	54.47	2.21	н.о.	н.о.	0.98	2.13	12.68	24.61	н.о.	98.90	(Ir _{0,78} Ni _{0,10} Rh _{0,06} Ru _{0,05} Fe _{0,05}) _{±1,04} As _{0,91} S _{1,05}	
18	X-1311/2-214	1.82	н.о.	42.08	7.83	н.о.	н.о.	6.08	н.о.	14.36	26.52	н.о.	98.69	(Ir _{0,54} Fe _{0,27} Rh _{0,19} Ru _{0,04}) _{±1,04} As _{0,88} S _{1,08}	
Холлингвортит (RhAsS)															
19	X-1311/3-208	1.82	н.о.	26.91	17.63	н.о.	н.о.	5.54	14.40	33.85	н.о.	100.14		(Rh _{0,38} Ir _{0,31} Ni _{0,21} Ru _{0,04}) _{±0,94} As _{1,00} S _{1,06}	
20*	X-1311/3-209	0.57	н.о.	8.08	5.18	н.о.	н.о.	1.57	4.70	9.62	н.о.	29.72		(Rh _{0,37} Ir _{0,31} Ni _{0,20} Ru _{0,04}) _{±0,92} As _{1,01} S _{1,07}	

Примечание. Пределы обнаружения составили, мас. %: Ru — 0.10, Os — 0.25, Ir — 0.45, Rh — 0.09, Pt — 0.23, Pd — 0.05, Ni — 0.06, S — 0.07, As — 0.11, Sb — 0.07.

табл. 6, ан. 18). Холлингвортит, как отмечалось выше, наблюдается в виде микроскопических (до 1 мкм) гипидиоморфных включений в халькозине, заключенном в катаклазированном хромшпинелиде (рис. 6, *а*).

Арсениды МПГ крайне редки и диагностированы единожды на примере одного сростка сперрилита со стибипалладинитом в высокоглиноземистом хромитите рудопроявления № 118 в трещинке зерна хромшпинелида (рис. 7, *е*). В химическом составе минерала отмечены примеси железа и сурьмы (табл. 6).

Антимониды МПГ обнаружены только в высокоглиноземистых хромититах рудопроявления № 118, где являются третьей группой по распространенности после сульфидов и сульфоарсенидов. Они наблюдаются в зонах трещиноватости или кавернозности, приуроченных к краевым железистым каймам преобразования зерен хромшпинелидов (рис. 7). По химическому составу среди них диагностируются стибипалладинит, геверсит, генкинит и неназванные МПГ с формулами близкими к $(Pd, Ni, Rh)_3AsSb$, Pd_3Sb и $(Ni, Rh, Pt)Sb$ (рис. 5, *з, д*; табл. 7).

Стибипалладинит является самым распространенным антимонидом. Он обнаруживается в виде обособленных неправильных включений размером до 4 мкм, часто в непосредственной ассоциации с хизлевудитом или внутри него (рис. 7). В химическом составе минерала постоянно отмечается примесь меди (1.2–4.8 мас.%) и непостоянные примеси платины (до 1.0 мас.%), родия (до 0.7 мас.%), никеля (до 0.6 мас.%) и ртути (до 1.6 мас.%) (табл. 7).

Геверсит образует как микроскопические (до 1.2 мкм) самостоятельные зерна, так и неправильные сростки с хонгшиитом или ирарситом и неназванной фазой состава $(Ni, Rh, Pt)Sb$. Размер последних включений достигает 5 мкм (рис. 7, *а–б, ж–з*). В химическом составе минерала иногда отмечаются примеси никеля (до 0.6 мас.%) и меди (до 0.8 мас.%) (табл. 7).

Генкинит крайне редкий минерал. Он изучен на примере нескольких находок, где формирует неправильные полифазные включения вместе с ирарситом (рис. 7, *в*). В его химическом составе постоянно отмечаются примеси никеля (2.3 мас.%) и меди (1.3 мас.%) (табл. 7).

Неизвестная фаза Pd_3Sb наблюдается в виде самостоятельных неправильных включений размером до 1.5 мкм на границе серпентинового агрегата и хромшпинелида (рис. 7, *и*). В ее химическом составе постоянно отмечаются незначительные примеси никеля, меди и мышьяка (табл. 7). Ранее подобная минеральная фаза была диагностирована в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) (Зайков и др., 2016).

Неизвестная фаза $(Pd, Ni, Rh)_3AsSb$ (никелевый изомертиит?) редка, отмечена в виде неправильных микроскопических включений (размером до 1.2 мкм) в хизлевудите в серпентин-хлоритовой интерстиции. В ее химическом составе также постоянно диагностируется незначительная примесь меди, содержание которой не превышает 1 мас.% (табл. 7).

Неизвестная фаза $(Ni, Rh, Pt)Sb$ изучена на примере единственного полифазного зерна с геверситом и ирарситом в силикатном цементе (рис. 7, *а*). Химический состав минерала оказался «стерильным» в отношении примесей других элементов (табл. 7).

Минеральные фазы $(Pd, Ni, Rh)_3AsSb$ и $(Ni, Rh, Pt)Sb$ ранее охарактеризованы в аллювиальных золото-платиноносных россыпях Верх-Нейвинского ультрамафитового массива (Средний Урал) (Варламов, Мурзин, 2014).

Таблица 7. Химический состав антимонидов ЭПГ (мас.%) из высокоглиноземистых хромититов Войкаро-Сыньинского массива

Table 7. Chemical composition of PGE antimonides (wt %) from high-alumina chromitites of the Voykar-Sunya massif

№ п/п	Образец	Ir	Rh	Pt	Pd	Fe	Ni	Cu	As	Sb	Hg	Сумма	Формула
Cu-стйбиопалладит (Pd ₅ Sb ₂)													
1	X-1507/19-166	н.о.	0.58	1.05	60.66	н.о.	н.о.	4.82	н.о.	30.98	1.63	99.73	(Pd _{4,34} Cu _{0,58} Pt _{0,04} Rh _{0,04} Cu _{0,09}) _{±5,00} (Sb _{1,94} Hg _{0,06}) _{±2,00}
2*	X-1507/19-174	н.о.	0.28	0.62	34.89	н.о.	н.о.	3.13	н.о.	18.00	0.94	57.86	(Pd _{4,30} Cu _{0,64} Pt _{0,04} Rh _{0,04}) _{±5,02} (Sb _{1,92} Hg _{0,06}) _{±1,98}
3	X-1507/19-178	н.о.	н.о.	н.о.	64.40	н.о.	0.57	2.10	н.о.	31.89	н.о.	98.96	(Pd _{4,62} Cu _{0,25} Ni _{0,08}) _{±4,95} Sb _{2,05}
4*	X-1507/19-250	н.о.	0.65	0.86	57.52	н.о.	0.54	2.55	н.о.	29.05	н.о.	91.17	(Pd _{4,53} Cu _{0,33} Ni _{0,08} Rh _{0,05} Pt _{0,04}) _{±5,03} Sb _{1,97}
5	X-1507/19-340	н.о.	0.54	н.о.	66.34	н.о.	н.о.	1.15	н.о.	31.63	н.о.	99.65	(Pd _{4,80} Cu _{0,14} Rh _{0,04}) _{±4,98} Sb _{2,02}
6*	X-1507/19-346	н.о.	н.о.	н.о.	55.80	0.04	н.о.	2.96	н.о.	28.16	н.о.	86.96	(Pd _{4,53} Cu _{0,40}) _{±4,93} Sb _{2,07}
7	X-1507/19-353	н.о.	0.62	1.06	64.27	0.07	н.о.	1.41	н.о.	31.55	н.о.	98.97	(Pd _{4,66} Cu _{0,17} Rh _{0,05} Pt _{0,04} Fe _{0,01}) _{±4,93} Sb _{2,07}
8	X-1507/21-180	н.о.	0.52	н.о.	65.99	н.о.	н.о.	1.35	н.о.	31.21	н.о.	99.07	(Pd _{4,84} Cu _{0,16} Rh _{0,04}) _{±5,04} Sb _{1,96}
9	X-1507/21-181	н.о.	0.60	н.о.	66.52	н.о.	н.о.	1.27	н.о.	31.23	н.о.	99.62	(Pd _{4,87} Cu _{0,16} Rh _{0,04}) _{±5,07} Sb _{1,93}
Неазванная фаза (Ni, Pd, Rh) ₂ AsSb (никелевый изомертит?)													
10	X-1507/21-141	н.о.	4.76	н.о.	35.85	н.о.	25.38	0.99	11.45	21.24	н.о.	99.67	(Ni _{2,64} Pd _{2,06} Rh _{0,28} Cu _{0,09}) _{±5,07} As _{0,94} Sb _{0,99}
11	X-1507/21-142	н.о.	4.61	н.о.	38.78	н.о.	23.75	0.75	11.69	21.52	н.о.	101.10	(Ni _{2,43} Pd _{2,19} Rh _{0,27} Cu _{0,07}) _{±4,96} As _{0,98} Sb _{1,06}
Неазванная фаза Pd ₃ Sb													
12*	X-1507/19-376	н.о.	н.о.	н.о.	40.98	н.о.	0.93	0.53	0.18	16.61	н.о.	59.23	(Pd _{2,77} Ni _{0,12} Cu _{0,06}) _{±2,95} (Sb _{1,03} As _{0,02}) _{±1,05}
13*	X-1507/19-377	н.о.	н.о.	н.о.	41.36	н.о.	0.96	0.52	0.24	16.68	н.о.	59.76	(Pd _{2,77} Ni _{0,12} Cu _{0,06}) _{±2,95} (Sb _{1,03} As _{0,02}) _{±1,05}
Геверсит (PtSb ₂)													
14	X-1507/19-253	н.о.	н.о.	42.75	н.о.	н.о.	0.31	н.о.	н.о.	56.48	н.о.	99.54	(Pt _{0,95} Ni _{0,02}) _{±0,97} Sb _{2,03}
15	X-1507/19-254	н.о.	н.о.	42.66	н.о.	н.о.	0.55	0.46	н.о.	55.13	н.о.	98.80	(Pt _{0,96} Ni _{0,04} Cu _{0,03}) _{±1,03} Sb _{1,97}
16*	X-1507/19-341	н.о.	н.о.	37.69	н.о.	н.о.	н.о.	0.73	н.о.	47.04	н.о.	85.46	(Pt _{1,00} Cu _{0,06}) _{±1,06} Sb _{1,94}
17	X-1507/19-350	н.о.	н.о.	45.99	н.о.	0.29	0.17	н.о.	н.о.	53.69	н.о.	100.14	(Pt _{1,06} Fe _{0,02} Ni _{0,01}) _{±1,09} Sb _{1,91}
Генкинит ((Pt, Rh, Pd) ₄ Sb ₃)													
18	X-1507/19-260	н.о.	13.19	26.82	13.85	н.о.	2.34	1.34	н.о.	41.17	н.о.	98.72	(Pt _{1,22} Pd _{1,15} Rh _{1,13} Ni _{0,35} Cu _{0,19}) _{±4,04} Sb _{2,96}
19	X-1507/19-261	н.о.	13.44	26.69	13.81	н.о.	2.26	1.22	н.о.	41.14	н.о.	98.55	(Pt _{1,21} Rh _{1,16} Pd _{1,15} Ni _{0,34} Cu _{0,17}) _{±4,03} Sb _{2,97}
Неазванная фаза (Ni, Rh, Pt)Sb													
20*	X-1507/19-255	н.о.	8.77	12.28	н.о.	н.о.	6.65	н.о.	н.о.	33.90	н.о.	61.60	(Ni _{0,41} Rh _{0,31} Pt _{0,23}) _{±0,95} Sb _{1,05}
21*	X-1507/19-258	н.о.	8.55	10.09	н.о.	н.о.	6.35	н.о.	н.о.	31.35	н.о.	56.34	(Ni _{0,42} Rh _{0,32} Pt _{0,20}) _{±0,94} Sb _{1,06}

Примечание. Пределы обнаружения составили, мас. %: Ir — 0.28, Rh — 0.08, Pt — 0.16, Pd — 0.14, Fe — 0.04, Ni — 0.07, Cu — 0.07, As — 0.09, Sb — 0.13, Hg — 0.03.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разномасштабных хромитовых проявлениях в альпинотипных ультрамафитах различных регионов мира практически всегда присутствует акцессорная минерализация МПГ. Это доказывает существование определенных общих условий ее концентрирования и кристаллизации с хромшпинелидами. В настоящее время такая пространственная и генетическая связь является общепризнанной (Талхаммер, 1996; Zhou et al., 1996; Melcher et al., 1997, и др.).

Всесторонний обзор подформных хромититов из различных офиолитовых комплексов мира показывает, что большинство из них относится к высокохромистым разновидностям (68 %) и, в меньшей степени, — к высокоглиноземистым (14 %). Некоторые альпинотипные ультрамафитовые массивы обнаруживают в своем составе как высокоглиноземистые, так и высокохромистые хромититы (18 %) (Zaccarini et al., 2022; Zaccarini et al., 2024). Распределение этих хромититов, в первую очередь, контролируется различными геодинамическими обстановками и стратиграфическим положением относительно переходной зоны мантия-кора. В настоящее время показано, что высокоглиноземистые хромититы связаны с тектоническими режимами растяжения (режим срединно-океанического хребта, MOR) и перидотитами, а высокохромистые хромититы образуются в условиях надсубдукционной зоны (SSZ). Существование высокоглиноземистых и высокохромистых хромититов в пределах одного и того же офиолитового комплекса объясняется их образованием в двух различных геодинамических обстановках во время перехода (регрессии) океанической литосферы от режима MOR к SSZ (Zaccarini et al., 2024; Zhou et al., 1998; Uysal et al., 2009). Подобный вывод хорошо согласуется с положением фигуративных точек состава изученных рудных хромшпинелидов на вынесенных геодинамических обстановках и полученным эволюционным трендом их изменения (рис. 3).

Таким образом, высокоглиноземистые хромититы относятся к наиболее ранним образованиям по сравнению с высокохромистыми разновидностями. Выявлено, что наряду с тугоплавкими платиноидами (Ir-группа: Os, Ir, Ru) они значительно обогащены платиноидами Pd группы (Rh, Pt, Pd). В свою очередь, высокохромистые хромититы преимущественно демонстрируют обогащение только платиноидами Ir-группы. Подобная особенность была ранее также отмечена в работах предшественников (Zaccarini et al., 2022; Zaccarini et al., 2024) и, очевидно, объясняется более низкой степенью частичного плавления мантийного источника высокоглиноземистых хромититов.

Более поздние высокохромистые хромититы, сформировавшиеся в надсубдукционной обстановке в процессе закрытия палеоокеана, в процессе высокотемпературного частичного плавления и пластического течения мантийного рестита, значительно «истощились» легкоподвижными платиноидами Pd группы за счет их выноса в составе выплавляемого базальтового расплава и сохранения в составе тугоплавкого рестита только платиноидов Ir-группы. В редких случаях в составе высокохромистых хромшпинелидов отмечаются реликтовые микроскопические включения Pt—Ir—Os—Fe состава, которые, вероятно, соответствуют наноагрегату смеси изоферроплатины (железистой платины?) и Os—Ir сплава, и полифазные каплевидные включения куаевита и сложного сульфида (Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh)₂S₃, отнесенного нами к ЭПГ-содержащему Mss (рис. 6, *ж, м*).

Такие выводы хорошо согласуются с гипотезой Г. Н. Савельевой о магматической кумулятивной природе «полосчатого» дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса массива, сформировавшегося в результате фракционирования отделяемой от мантийного рестита базальтовой магмы (Савельева, 1987), и объясняет его

исключительное обогащение платиноидами Pt–Pd ассоциации, схожей с диагностированной нами в высокоглиноземистых хромититах.

Отмечено, что в высокоглиноземистых хромититах образование МПГ, вероятно, происходило синхронно с хромшпинелидом в силикатной матрице. Нередко наблюдается приуроченность МПГ к границам зерен хромшпинелидов. Однако внутри зерен хромшпинелидов, за исключением частных случаев, МПГ не обнаружены (рис. 4). В высокохромистых хромититах, наоборот, МПГ отмечаюся преимущественно в виде включений в зернах хромшпинелидов. Такая особенность позволяет сделать предположение, что в этих хромититах МПГ кристаллизовались несколько раньше зерен высокохромистых хромшпинелидов и были захвачены последними в процессе их роста. Такое «закупоривание» зерен платиноидов в большинстве случаев изолировало их от последующих наложенных метаморфических преобразований.

В *высокоглиноземистых хромититах* к наиболее ранним мантийно-магматическим образованиям (первичной ассоциации) авторами отнесены осмий, Ir-содержащий осмий, дисульфиды лаурит–эрлихманитового ряда. При этом As-содержащий лаурит, ирарсит, формирующий сростки с лауритом, и высокотемпературный твердый раствор (Pd, Pt, Fe), вероятно, также являются магматическими образованиями, но вступающими в минералообразующий процесс на несколько более поздней стадии (табл. 8).

Зональность, выявленная нами как в «чистом», так и в As-содержащем лаурите, ранее также была охарактеризована в работах предшественников, где ее происхождение, преимущественно, интерпретируется, как первичное мантийно-магматическое (Барков, 2012; Gonzales-Jimenez et al., 2009; Garuti et al., 1999; Melcher et al., 1997). А. Ю. Барков считает, что такие зональные зерна кристаллизовались в качестве первичных фаз, в направлении «от центра к краю», из микрообъемов изолированного расплава в условиях закрытой системы (Barkov et al., 1999; Barkov et al., 2004). Исследования других авторов (Gonzales-Jimenez et al., 2009) выявили три типа зональности в лаурите: 1) зерна с бедным Os ядром и богатой Os каймой (нормальная зональность); 2) зерна с богатым Os ядром и бедной Os каймой (обратная зональность); 3) зерна, состоящие из сложного сростания богатого и бедного Os лаурита и эрлихманита (колебательная зональность). Такой набор зональностей (особенно происхождение осцилляторных зональных зерен) интерпретируется как результат быстрого изменения фугитивности серы $f(S_2)$ и кислорода $f(O_2)$ и, в меньшей степени, температуры расплава в открытой магматической среде до захвата МПГ хромитом. Последнее обстоятельство обусловлено невозможностью объяснить предполагаемую флуктуацию $f(S)$ в закрытой системе.

Наши результаты позволили обнаружить два типа лауритовой зональности: обратную зональность (преимущественно) и нормальную зональность. Нормальная зональность выявлена единожды в зерне лаурита, захваченного хромшпинелидом (рис. 4, e). В ядерной зоне такого зерна, как отмечалось выше, диагностирован Ru–Os-содержащий хизлевудит. Происхождение данного зонального зерна связывается нами с естественной эволюцией рудоформирующей системы, когда, по мере понижения температуры и увеличения $f(S_2)$, происходило прогрессивное увеличение содержания осмия в лаурите, по мере роста зерна «от центра к краю» в закрытой системе (захват данного МПГ хромитом предотвратил его дальнейший химический обмен с расплавом).

Формирование зерен с обратной зональностью (увеличение рутениевого минала от центра зерна к краю), вероятно, происходило в открытой системе, на что указывает их обнаружение исключительно в силикатных интерстициях. Их образование связывается с «неклассическим» изменением (уменьшением) $f(S_2)$ при сохранении или увеличении температуры расплава в результате сегрегации жидкой фазы из исходного силикатного расплава в процессе высокотемпературного частичного плавления

и пластического течения, сопровождаемого выносом серы (Gonzales-Jimenez et al., 2009; Matveev, Ballhaus, 2003). Уменьшение $f(S_2)$ приводило к «очищению» лаурита от осмия, так как для образования эрлихманита требуется большая активность S, чем для лаурита.

Присутствие микроскопических каплевидных включений сульфидов (Ni, Cu, Fe) (в основном Ru–Os-содержащего хизлевудита) в Os-обогащенной зоне в зональных зернах, как нормальной, так и обратной зональности, вероятно свидетельствует о локальном отделении и проявлении на этой стадии обогащенного ЭПГ моносульфидного твердого раствора (Mss). В связи с этим, авторы склонны относить такой Ru–Os-содержащий хизлевудит к первичной высокотемпературной модификации. Однако дальнейшее изменение физико-химических условий рудообразования, связанное с уменьшением $f(S_2)$, не позволило сульфидам основных металлов с ЭПГ реализоваться на данном этапе в виде самостоятельных значимых минеральных форм.

Ранее подобный Ru–Os-содержащий хизлевудит был выявлен и охарактеризован в хромититах Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия) и Os-содержащий хизлевудит — в хромититах Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) (Малич и др., 2016; Дистлер и др., 2003).

Обогащение высокоглиноземистых хромититов минералами Pt и Pd связывается с магматической гетерогенностью, на которую впоследствии были наложены два этапа метаморфогенного изменения: первый — серпентинизация, второй — последующие процессы со сменой восстановительных условий на окислительные, связанные с тектоническими перемещениями (Derbyshire et al., 2013) (табл. 8).

Первый этап изменения первичных Pt-содержащих фаз (по-видимому, высокотемпературного твердого раствора (Pd, Pt, Fe) и Pt–(Pd)-содержащего ирарсита) происходил на этапе ранней серпентинизации (регрессивный автотаморфизм) (Макеев, 1992; Макеев и др., 1999; Garuti, Zaccarini, 1997; Zaccarini et al., 2022). Этому этапу соответствовал процесс гидратации силикатов (в первую очередь, оливина) с развитием массовой петельчатой лизардитизации в интерстициях, растворением при участии глубинных восстановленных флюидов Pt-содержащих фаз и формированием сульфидов Ni и Fe (наблюдаемая вторичная модификация хизлевудита) и интерметаллических соединений типа Pt–Cu, (Pt, Cu, Fe, Ni), (Ir, Pd, Cu), (Pt, Pd, Cu) (Дамдинов, 2018). В этот этап, по нашему мнению, произошло формирование хонгшиита, ассоциирующего с хизлевудитом на границе зерен хромшпинелидов и серпентиновых интерстиций.

Второй этап изменения Pt-содержащих фаз связан с тектоническими перемещениями (обдукцией) и повышением $f(O_2)$ в процессе корово-метаморфогенно-метасоматического преобразования ультрамафитов и хромититов с участием коровых компонентов As, Sb, Sn во флюидной фазе (Дамдинов, 2018; Derbyshire et al., 2013). При смене восстановительных условий на окислительные происходило последовательное преобразование хромшпинелида с формированием сплошных хроммагнетитовых кайм (рис. 7). В данный этап произошло широкое формирование антимонидов Pt и Pd и локально — сперрилита.

Отмечено, что арсениды МПГ крайне редки для хромититов северной части Войкаро–Сыннинского массива, диагностированы авторами на примере одного полифазного зерна сперрилита со стибиопалладинитом в высокоглиноземистом хромитите рудопроявления № 118 (рис. 7, e). Однако о находках последнего минерала также упоминалось ранее в работах Е. В. Аникиной (Аникина, 1995; Аникина и др., 1993). Авторы считают, что активность мышьяка на данном этапе не способствовала широкой кристаллизации сперрилита и других арсенидов, а больше носила локальный характер.

В *высохромистых хромититах* к первичным магматическим образованиям (первичной ассоциации) авторами отнесены Ir-содержащий самородный осмий, иридий, лаурит и его разновидность с незначительной примесью As, ирарсит и изоферроплатина (наноагрегат с Os–Ir сплавом). Ru–Os-содержащий пентландит, учитывая идиоморфный облик зерен и включение в зерна неизмененного хромшпинелида, вероятно, также является магматическим образованием, но вступившим в минералообразующий процесс на более поздней стадии (табл. 8). При этом, присутствие последнего, очевидно, указывает на насыщение рудообразующей среды серой с выделением ЭПГ-обогащенного Mss, подобно локальному проявлению Ru–Os-содержащего хизлевудита в высокоглиноземистых хромититах. Примечательно то, что диагностированный в этих же рудах первичный, по мнению авторов, миллерит с включением Rh-содержащего ирарсита, в своем химическом составе ЭПГ не обнаруживает.

Экспериментальные исследования растворимости ЭПГ в сульфидах показали, что последние обладают значительной «емкостью» по изоморфному накоплению большинства из платиноидов и контролируют основную их часть в верхней мантии (Малевский и др., 1977; Дистлер и др., 1988; Daltry, Wilson, 1997; Alard et al., 2000; Fonseca et al., 2012). Однако для принятия такого вывода о вхождении Ru и Os в виде изоморфной примеси в состав изученного пентландита, очевидно, необходимо проведение дополнительных детальных исследований с применением рентгеноструктурных методов анализа. Пока же данный вывод построен на факте выдержанного, узкого диапазона концентраций Ru и Os в пределах одного зерна и отсутствии каких-либо тонкодисперсных самостоятельных включений их минералов в таких зернах.

Ранее подобный Ru-содержащий пентландит был выявлен и охарактеризован в хромититах Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия) и хромититах Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) (Малич и др., 2016; Мурзин и др., 2023). Также Е. В. Аникиной для нескольких хромитопоявлений Войкаро-Сыньинского массива приведены анализы пяти фаз Fe–Cu–Ni сульфидов с высокими (от 3 до 31 %) содержаниями Os, Ir и Rh (Аникина, 1995; Аникина и др., 1993).

Каплевидные полифазные включения куваевита и сложного сульфида (Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh)₂S₃, обнаруженные в зернах хромшпинелида, вероятно, также являются поздними образованиями первичной ассоциации МПГ (табл. 8), которые кристаллизовались из капель остаточного расплава, обогащенного, наряду с тугоплавкими ЭПГ (Os, Ir, Ru) и основными металлами (Ni, Cu, Fe), сравнительно низкотемпературными ЭПГ (Pt, Pd) и Rh. Последний, захваченный и «запечатанный» хромшпинелидом, в процессе остывания дифференцировался на куваевит, сложный сульфид Me₂S₃ и неидентифицированную металлическую фазу (Os, Ir, Pd, Pt, Cu, Ni, Rh). Такой вывод хорошо согласуется с ранее полученными результатами (Барков и др., 2022; Varkov et al, 2021), а также подтверждается: 1) каплевидной формой включений и совместным расположением куваевита и ЭПГ-содержащего Mss в хромшпинелиде, 2) экспериментальными данными: металлодефицитные твердые растворы Ni–Fe сульфидов, растворяющие значительные количества Ir и Rh, стабильны в диапазоне температур от >600 °C до <1000 °C (Makovicky et al., 1986).

Расчитанная формула куваевита (Ir, Rh)₅(Ni, Fe, Cu)₁₀S₁₆ близка к составу более ранних находок этого минерала, а отклонение от идеальной формулы Ir₅Ni₁₀S₁₆ обусловлено формированием серии твердых растворов с торривейзеритом Rh₅Ni₁₀S₁₆, тамураитом Ir₅Fe₁₀S₁₆ и ферроторривейзеритом Rh₅Fe₁₀S₁₆, которым он изоструктурен (Барков и др., 2022).

Округлые включения холлингвортита в составе халькозина, обнаруженные в катаклазированных зернах хромшпинелида, отнесены авторами к вторичным, сформировавшимся по первичным сульфидам и сульфоарсенидам в процессе

Таблица 8. Минеральные ассоциации МПГ и последовательность их образования в высокоглиноземистых и высокохромистых хромититах Войкаро-Сыньинского массива**Table 8.** Mineral associations of PGMs and sequence of their formation in high-alumina and high-chromium chromitites of the Voikar-Synya massif

Тип руды	Выявленные МПГ	Количество изученных зерен	Мантийно-магматическая		Вторичная метаморфогенная	
			Ранняя	Поздняя	Ранняя	Поздняя
Высокоглиноземистые руды	Минералы самородных элементов:					
	1) Самородный осмий Os	5	+			
	2) Ir-содержащий осмий (Os, Ir)	3	+			
	3) Хонгшиит PtCu	2			+	
	4) Pd–Pt–Fe тв.р. (Pd, Pt, Fe)	2		+		
	Сульфиды:					
	5) Лаурит RuS ₂ :	24	+			
	однородные зерна	15				
	зональные зерна	9				
	6) Эрлихманит OsS ₂	2	+			
	Сульфоарсениды:					
	7) As-содержащий лаурит Ru(S, As) ₂ :	25		+		
	однородные зерна	17				
	зональные зерна	8				
	8) Ирарсит IrAsS	16		+		
Арсениды:						
9) Сперрилит PtAs ₂	1				+	
Антимониды:						
10) Стибиопалладинит Pd ₅ Sb ₂	12				+	
11) Геверсит PtSb ₂	5				+	
12) Генкинит (Pt, Rh, Pd) ₄ Sb ₃	2				+	
13) Никелевый изомертиит? (Pd, Ni, Rh) ₅ AsSb	2				+	
14) Неназванная фаза Pd ₃ Sb	2				+	
15) Неназванная фаза (Ni, Rh, Pt)Sb	2				+	
Высокохромистые руды	Минералы самородных элементов:					
	1) Ir-содержащий осмий	6	+			
	2) Самородный иридий	2	+			
	Сульфиды:					
	3) Лаурит RuS ₂	22	+			
	4) Ru–Os-содержащий пентландит (Ni, Fe, Ru, Os) ₉ S ₈	3		+		
	5) Куваевит (Ir, Rh) ₅ (Ni, Fe, Cu) ₁₀ S ₁₆	2		+		
	6) ЭПГ-содержащий Mss (Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh) ₂ S ₃	3		+		
	Сульфоарсениды:					
7) As-содержащий лаурит Ru(S, As) ₂	5		+			
8) Ирарсит IrAsS	3		+			
9) Холлингвортит RhAsS	2			+		

низкотемпературной петельчатой серпентинизации (регрессивного автометаморфизма) (табл. 8). На это указывает: 1) непосредственная ассоциация с низкотемпературным вторичным сульфидом (халькозином), 2) обнаружение в трещиноватых зернах хромшпинелида, «залеченных» агрегатом лизардита, 3) неправильная форма выделений, 4) значимое присутствие в химическом составе минерала никеля, возможно привнесенного из преобразуемого оливина.

Присутствие в высокохромистых хромититах самородного иридия, Ir-содержащего самородного осмия, куваевита, а также большее содержание иридиевого минерала в лаурите по сравнению с лауритом из высокоглиноземистых руд отражает общепризнанную тенденцию эволюции платинометальной рудоформирующей системы: от Os к Ir и Ru, далее к Ru–Pt(Fe) парагенезисам, следом к Pt(Fe)–Ir твердым растворам и их дальнейшему распаду.

ВЫВОДЫ

Минералогия МПГ из высокоглиноземистых и высокохромистых руд массива расширена с 10 ранее выделенных минеральных видов и разновидностей до 25. Впервые выявлены и охарактеризованы самородный осмий, Ir-содержащий самородный осмий, самородный иридий, хонгшиит, As-содержащий лаурит, Ru–Os-содержащие сульфиды (пентландит и хизлевудит), куваевит, неназванный сульфид ЭПГ с цветными металлами, близкий по стехиометрии формуле Me_2S_3 , металлический твердый раствор (Pd, Pt, Fe), стибиопалладинит, геверсит, генкинит, неназванные МПГ, близкие по составу стехиометрии $(Pd, Ni, Rh)_5AsSb$, Pd_3Sb и $(Ni, Rh, Pt)Sb$.

В рудопроявлениях Морковкинское и № 118, расположенных в северной части Войкаро-Сыньинского массива, акцессорная платинометальная минерализация охарактеризована впервые, что, несомненно, важно для дополнения и расширения ее видового разнообразия в исследуемом массиве в целом, а также для подтверждения ранее выявленных зависимостей состава МПГ и их парагенезисов от типа вмещающих хромититов.

Отмечено, что МПГ из высокоглиноземистых хромититов характеризуются более широким разнообразием (15 минеральных видов), чем МПГ из высокохромистых хромититов (9 минеральных видов). Минеральный набор МПГ хромититов высокохромистого типа характеризуется преимущественно Os–Ir–Ru специализацией. Платина и палладий выявлены в единичных находках в составе сложных сульфидов Me_2S_3 и наноагрегативных включений смеси изоферроплатины и Os–Ir сплава в хромшпинелиде. В хромититах высокоглиноземистого типа обнаружены МПГ как Os–Ir–Ru, так и Pt–Pd специализации. При этом последние диагностированы в виде 9 самостоятельных минеральных видов и разновидностей и представлены интерметаллидами, арсенидами и антимонидами. Подобная особенность распределения МПГ, очевидно, объясняется низкой степенью частичного плавления мантийного источника высокоглиноземистых хромититов. Более поздние высокохромистые хромититы в процессе высокотемпературного частичного плавления и пластического течения мантийного рестита значительно «истощились» легкоподвижными платиноидами Pd группы за счет их выноса в составе выплавляемого базальтового расплава.

В границах одного петрохимического (генетического) типа хромититов наборы МПГ отличаются по числу и видовому разнообразию в зависимости от структурно-текстурных особенностей хромититов. Так в высокоглиноземистых густовкрапленных и сплошных хромититах рудопроявления № 118 выявлено 15 минеральных видов, а в высокоглиноземистых нодулярных хромититах рудопроявления Морковкинское — 2 минеральных вида (лаурит и ирарсит).

Диагностированные лаурит и As-содержащие лаурит из высокоглиноземистых (Морковкинское и № 118 рудопоявления) и высокохромистых (Пайтовское рудопоявление) хромититов близки ранее изученному лауриту из других рудопоявлений Войкаро-Сыньинского массива (Кершорское и Левопайерское высокоглиноземистые рудопоявления и Хойлинское высокохромистое рудопоявление) (Аникина, 1995; Аникина и др., 1993; Гурская и др., 2004). Однако изученный As-содержащий лаурит характеризуется более обширным полем распространения, обусловленным широкими вариациями отношений примесей осмия и рутения.

В процессе исследования получены новые данные о минералах благородных металлов в составе первичных и вторичных ассоциаций хромититов северной части Войкаро-Сыньинского массива. При этом вторичная ассоциация разделена на две подгруппы: раннюю, связанную развитием массовой петельчатой лизардитизации (регрессивный автометаморфизм) и позднюю, связанную с тектоническими перемещениями (обдукцией) и повышением $f(\text{O}_2)$ в процессе корово-метаморфогенно-метасоматического преобразования ультрамафитов и хромититов с участием коровых компонентов As, Sb, Sn во флюидной фазе.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность ведущему научному сотруднику Института геологии и геохимии УрО РАН, к. г.-м. н. Н. В. Вахрушеву и научному сотруднику Института геологии и геохимии УрО РАН, к. г.-м. н. П. Б. Ширяеву за любезно предоставленные из личных минералогических коллекций образцы хромитовых руд Войкаро-Сыньинского массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е. В., Молошаг В. П., Алимов В. Ю. Минералы платиноидов в хромитах Войкаро-Сыньинского и Райизского массивов // Доклады РАН. **1993**. Т. 330. № 5. С. 613—616.

Аникина Е. В. Платиноиды в хромовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, **1995**. 40 с.

Барков А. Ю. Зональность, вариации состава, механизмы замещения элементов и ассоциации редких рудных минералов из мафит-ультрамафитовых комплексов. Автореф. дисс. ... докт. г.-м.н. Череповец, **2012**. 37 с.

Барков А. Ю., Толстых Н. Д., Мартин Р. Ф., Тамура Н., Ма Чи, Никифоров А. А. Куваевит ($\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$) — новый минеральный вид, его ассоциации и особенности генезиса (россыпная зона р. Сисим, Восточный Саян) // Геология и геофизика. **2022**. Т. 63. № 12. С. 1653—1669.

Варламов Д. А., Мурзин В. В. Минералы платиноидов из россыпей Верх-Нейвинского гипербазитового массива (Средний Урал) — новые минеральные фазы и комплекс вторичных минералов / Федоровская научная сессия 2014. СПб.: Лема, **2014**. С. 89—91.

Вахрушева Н. В., Ширяев П. Б., Степанов А. Е., Богданова А. Р. Петрология и хромитонность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, **2017**. 265 с.

Велинский В. В., Банников О. Л., Ковязин С. В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилена. Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, **1980**. С. 54—74.

Викентьев И. В., Тюкова Е. Э., Мокрый В. Д., Иванова Ю. Н., Варламов Д. А., Шуйский А. С., Грознова Е. О., Соболев И. Д., Бортников Н. С. Платино-палладиевое рудопоявление Василиновское: новый тип благороднометалльной минерализации на Урале // Доклады РАН. Науки о Земле. **2023**. Т. 512. № 1. С. 39—49.

Гурская Л. И., Колбанцев Л. Р., Ляхницкая В. Д., Ляхницкий Ю. С., Смелова Л. В., Шахова С. Н. Платиноиды хромитонных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, **2004**. 306 с.

Дамдинов Б. Б. Типы благороднометалльного оруденения юго-восточной части Восточного Саяна: состав, условия формирования и генезис. Дисс. ... докт. г.-м.н. Улан-Удэ, **2018**. 480 с.

Дистлер В. В., Гроховская Т. Л., Евстигнеева Т. Л., Служеникин С. Ф., Филимонова А. А., Дюжиков О. А., Лапутина И. П. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, **1988**. 232 с.

Дистлер В. В., Крячко В. В., Юдовская М. А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. **2003**. Т. 45. № 1. С. 44—74.

Кривовичев В. Г., Гульбин Ю. Л. Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов // ЗРМО. **2022**. Т. 151. № 1. С. 114—124.

Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. А., Филиппов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. **2004**. № 5. С. 2—4.

Кузнецов С. К., Онищенко С. А., Котельников В. Г., Филиппов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Доклады РАН. **2007**. Т. 414. № 1. С. 67—69.

Кузнецов С. К., Шайбеков Р. И., Гайкович М. М., Ковалевич Р. А., Вокуюев М. В., Шевчук С. С. Минералогические особенности хромовых руд Лагортинско-Кершорской площади на Полярном Урале // Изв. Коми НЦ УрО РАН. **2013**. № 2. С. 73—82.

Лазько Е. Е., Дистлер В. В., Белоусов Г. Е. Платина и платиноиды в ультраосновных и основных породах Войкаро-Сыньинского офиолитового массива (Полярный Урал) // Доклады РАН. **1981**. Т. 258. № 2. С. 465—469.

Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, **1992**. 197 с.

Макеев А. Б., Брянцианинова Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, **1999**. 252 с.

Макеев А. Б., Брянцианинова Н. И., Крапля Е. А. Геолого-минералогическая модель эволюции платиноносных альпинотипных ультрабазитов Урала / Платина России. Т. IV. М.: Геоинформмарк, **1999**. С. 176—183.

Малевский А. Ю., Лапутина И. П., Дистлер В. В. Поведение платиновых металлов при кристаллизации пирротина из сульфидного расплава // Геохимия. **1977**. № 10. С. 1534—1542.

Малич К. Н., Аникина Е. В., Баданина И. Ю., Белоусова Е. А., Пушкарев Е. В., Хиллер В. В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторожд. **2016**. Т. 58. № 1. С. 3—22.

Мурзин В. В., Малич К. Н., Баданина И. Ю., Варламов Д. А., Чашухин И. С. Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера. **2023**. Т. 23. № 5. С. 740—765.

Мурзин В. В., Суставов С. Г. Новые данные о минералогии ряда лаурит-эрликманит и их мышьяковистых разновидностей // Доклады РАН. **2000**. Т. 370. № 3. С. 380—382.

Никольская Н. Е., Казеннова А. Д., Николаев В. И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. М.: ВИМС, **2021**. 238 с.

Овечкин А. М. Минерально-сырьевая база черных металлов Полярного Урала. Перспективы изучения и освоения // Полярный Урал — новая минерально-сырьевая база России. Тюмень-Салехард, **1997**. С. 78—80.

Павлов Н. В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. **1949**. Вып. 103. С. 1—91.

Перевозчиков Б. В. Закономерность локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала) // Обзорная информация. Вып. 7. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», **1995**. 46 с.

Перевозчиков Б. В. Двухстадийное формирование главных хромитоносных формаций офиолитовых ультрабазитов — отражение процессов верхней мантии // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Труды научных чтений памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 12. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, **2009**. С. 203—211.

Перевозчиков Б. В., Булыкин Л. Д., Попов И. И., Орфаницкий В. Л., Андреев М. И., Сначев В. И., Даниленко С. А., Черкасов В. Л., Ченцов А. М., Жарикова Л. Н., Клочко А. А. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

Пыстин А. М., Потапов И. Л., Пыстина Ю. И. Проявление малосульфидных золото-платинометаллических руд на Полярном Урале // ЗРМО. 2012. Т. 141. № 4. С. 60–73.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Талхаммер Т. В. Ассоциации минералов платиновой группы в массивных хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового комплекса (Южный Урал) как проявление мантийного метасоматоза // ЗВМО. 1996. Т. 125. № 1. С. 25–36.

Толстых Н. Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками. Автореф. Дисс. ... докт. г.-м.н. Новосибирск, 2004. 33 с.

Шайбеков Р. И., Кузнецов С. К., Гайкович М. М., Шевчук С. С. Сульфидная и благороднометаллическая минерализация в хромовых рудах Лагоргинско-Кершорской площади Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Литосфера. 2015. № 1. С. 75–85.

Щербаков С. А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 119 с.

Юричев А. Н. Минералы платиновой группы в хромититах Агардагского ультрамафитового массива (республика Тыва): новые данные // ЗРМО. 2022. Т. 151. № 4. С. 56–69.

Юричев А. Н., Чернышов А. И., Корбовяк Е. В. Платиноносность хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал): новые данные // ЗРМО. 2020. Т. 149. № 3. С. 38–53.

Platinum Group Minerals from Chromitites of Northern Part of the Voykar-Synya Massif (Polar Ural): New Data

A. N. Yurichev*, A. I. Chernyshov, E. V. Korbovyak

Tomsk State University, Tomsk, Russia

*e-mail: juratur@yandex.ru

In chromitites of northern part of the Voikar-Synya ultramafic massif, which is part of the Khadatskiy ophiolite belt of the Polar Urals, native osmium, Ir-containing native osmium, native iridium, hongshiite, As-containing laurite, Ru-Os-containing pentlandite, kuvaevite, unnamed PGE sulfide with non-ferrous metals, close in stoichiometry to formula Me_2S_3 ($Me = Os, Ru, Cu, Pt, Ir, Fe, Pd, Ni, Rh$), high-temperature metallic solid solution (Pd, Pt, Fe), stibiopalladinite, geversite, genkinite, unnamed PGM close in stoichiometry of formula $(Pd, Ni, Rh)_3AsSb$, Pd_3Sb and $(Ni, Rh, Pt)Sb$ were the first time discovered and characterized along with previously known platinum group minerals (PGMs). The set of PGMs of massif has been expanded from 10 to 25 mineral species and varieties. PGMs from high-alumina chromitites are characterized by wider variety than those from high-chromium chromitites (15 and 9 mineral species, respectively). PGMs of both Os–Ir–Ru and Pt–Pd specializations were found in high-alumina chromitites. High-chromium chromitites are characterized mainly by Os–Ir–Ru specialization. Such feature of PGMs distribution is explained by low degree of partial melting of mantle source of high-alumina chromitites, compared to high-chromium chromitites, which experienced high-temperature partial melting with removal of easily mobile Pd group of PGMs in composition of melted basaltic melt. New data have been obtained on noble metal minerals in the composition of primary and secondary chromitite assemblages.

Keywords: Polar Urals, ophiolites, Voykar-Synya massif, chromitites, platinum group minerals, chemical composition, genesis

REFERENCES

- Alard O., Griffin W. L., Lorand J. P., Jackson S., O'Reilly S. Y. Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulphides. *Nature*. **2000**. Vol. 407. P. 891—894.
- Anikina E. V., Moloshag V. P., Alimov V. Yu. Platinoid minerals in chromites of the Voykar-Syninsky and Rai-Iz massifs. *Doklady Earth Sci.* **1993**. Vol. 330. N 5. P. 613—616 (in Russian).
- Anikina E. V. Platinoids in chromium ores of the Polar Urals. Syktyvkar: IG Komi Scientific Center Ural Branch RAS, **1995**. 40 p. (in Russian).
- Barkov A. Yu. Zoning, composition variations, mechanisms of element substitution and associations of rare ore minerals from mafic-ultramafic complexes. PhD thesis syn. Cherepovets, **2012**. 37 p. (in Russian).
- Barkov A. Y., Tolstykh N. D., Martin R. F., Tamura N., Ma Ch., Nikiforov A. A. Kuvaevite, $\text{I}_{\text{R}_5}\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$, a new mineral species, its associations and genetic features, from the Sisim river placer zone, Eastern Sayans. *Russian Geol. Geophys.* **2022**. Vol. 63. N 12. P. 1373—1387.
- Barkov A. Y., Tolstykh N. D., Tamura N., Martin R. F., McDonald A. M., Cabri L. J. Ferrotorryweiserite, $\text{Rh}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$, a new mineral species from the Sisim Placer Zone, Eastern Sayans, Russia, and the torryweiserite—ferrotorryweiserite series. *Minerals*. **2021**. Vol. 11. Paper 1420.
- Barkov A. Y., Fleet M. E., Martin R. F., Alapieti T. T. Zoned sulfides and sulfarsenides of the platinum-group elements from the Penikat layered complex, Finland. *Canad. Miner.* **2004**. Vol. 42. P. 515—537.
- Barkov A. Y., Thibault Y., Laajoki K. V. O., Melezhik V. A., Nilsson L. P. Zoning and substitutions in Co—Ni—(Fe)—PGE sulfarsenides from the Mount General'skaya layered intrusion, Arctic Russia. *Canad. Miner.* **1999**. Vol. 37. P. 127—142.
- Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* **2001**. Vol. 42. N 12. P. 2279—2302.
- Daltry V. D. C., Wilson A. H. Review of platinum-group mineralogy: compositions and elemental associations of the PG-minerals and unidentified PGE-phases. *Miner. Petrol.* **1997**. Vol. 60. P. 185—229.
- Damdinov B. B. Types of precious metal implements of the southeastern part of Eastern Sayan: composition, conditions of formation and genesis. PhD thesis. Ulan-Ude, **2018**. 480 p. (in Russian).
- Derbyshire E. J., O'Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R. Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. *Lithos*. **2013**. Vol. 162—163. P. 279—300.
- Distler V. V., Kryachko V. V., Yudovskaya M. A. Formation conditions of platinum-group metals in chromite ores of the Kempirsai ore field. *Geol. Ore Deposits*. **2003**. Vol. 45. N 1. P. 37—65.
- Edwards R. L., Wasserburg G. J. The age emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm—Nd and Rb—Sr systematics. *Earth Planet. Sci. Letters*. **1985**. N 72. P. 389—404.
- Fonseca R. O. C., Laurenz V., Mallmann G., Luguet A., Hoehne N., Jochum K. P. New constraints on the genesis and long-term stability of Os-rich alloys in the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. **2012**. Vol. 87. P. 227—242.
- Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinized and weathered chromitites of the Vourinos Complex, Greece. *Canad. Miner.* **1997**. Vol. 35. P. 611—626.
- Garuti G., Zaccarini F., Moloshag V., Alimov V. Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia. *Canad. Miner.* **1999**. Vol. 37. P. 1099—1115.
- Ghazi J. M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H. S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks. *Ophioliti*. **2011**. Vol. 36. N 1. P. 59—76.
- Gonzalez-Jimenez J. M., Gervilla F., Proenza J. A., Kerestedjian T., Auge T., Bailly L. Zoning of laurite (RuS_2)—erlichmanite (OsS_2): implications for the origin of PGM in ophiolite chromitites. *Eur. J. Miner.* **2009**. Vol. 21. P. 419—432.

Gurskaya L. I., Smelova L. V., Kolbantsev L. R., Lyakhnitskaya V. D., Lyakhnitsky Yu. S., Shakhova S. N. Platinoids of chromite-bearing massifs of the Polar Urals. Saint Petersburg: VSEGEI, **2004**. 306 p. (in Russian).

Harris D. C., Cabri L. J., Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *Canad. Miner.* **1991**. Vol. 29. P. 231–237.

Krivovichev V. G., Gulbin Yu. L. Recommendations for the calculation and presentation of mineral formulas based on chemical analysis data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2022**. Vol. 151. N 1. P. 114–124 (in Russian).

Kuznetsov S. K., Kotelnikov V. G., Onishchenko S. A., Filippov V. N. Copper-gold-palladium mineralization in ultrabasites of the Voykar-Synya massif in the Polar Urals. *Bull. Institute Geol. Komi Sci. Center Ural Branch RAS*. **2004**. N 5. P. 2–4 (in Russian).

Kuznetsov S. K., Onishchenko S. A., Kotelnikov V. G., Filippov V. N. Copper-gold-palladium mineralization in ultrabasites of the Polar Urals. *Doklady Earth Sci.* **2007**. Vol. 414. N 1. P. 67–69 (in Russian).

Kuznetsov S. K., Shaibekov R. I., Gaikovich M. M., Kovalevich R. A., Vokuev M. V., Shevchuk S. S. Mineralogical features of chromium ores of the Lagortinsko-Kershorskaya area in the Polar Urals. *Izv. Komi Sci. Center Ural Branch RAS*. **2013**. N 2. P. 73–82 (in Russian).

Lazko E. E., Distler V. V., Belousov G. E. Platinum and platinoides in ultrabasic and mafic rocks of the Voykar-Synya ophiolite massif (the Polar Urals). *Doklady Earth Sci.* **1981**. Vol. 258. N 2. P. 465–469 (in Russian).

Makeyev A. B. Mineralogy of alpine-type ultrabasites of the Urals. Saint Petersburg: Nauka, **1992**. 197 p. (in Russian).

Makeyev A. B., Brianchaninova N. I. Topomineralogy of ultramafic rocks of the Polar Urals. Saint Petersburg: Nauka, **1999**. 252 p. (in Russian).

Makeyev A. B., Brianchaninova N. I., Kraplya E. A. Geological and mineralogical model of evolution of platinum-bearing alpine-type ultrabasites of the Urals. In: *Platinum of Russia. Vol. IV*. Moscow: Geoinformmark, **1999**. P. 176–183 (in Russian).

Makovicky M., Makovicky E., Rose-Hansen J. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base metal sulfides in platinum deposits. In: *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. London: Institution of Mining and Metallurgy, **1986**. P. 415–425.

Malevsky A. Yu., Laputina I. P., Distler V. V. Behavior of platinum group metals during crystallization of pyrrhotite from sulfide melt. *Geochemistry*. **1977**. N 10. P. 1534–1542 (in Russian)

Malich K. N., Anikina E. V., Badanina I. Y., Pushkarev E. V., Khiller V. V., Belousova E. A. Chemical composition and osmium-isotope systematics of primary and secondary PGM assemblages from high-Mg chromitite of the Nurali Iherzolite massif, the South Urals, Russia. *Geol. Ore Deposits*. **2016**. Vol. 58. N 1. P. 1–19.

Matveev S., Ballhaus C. Role of water in the origin of podiform chromitite deposits. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **2002**. Vol. 203. P. 235–243.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T. V., Stumpf E. F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.* **1997**. Vol. 38. P. 1419–1458.

Murzin V. V., Malich K. N., Badanina I. Yu., Varlamov D. A., Chashchukhin I. S. Mineral associations of chromitites of the Alapaevsky dunite-harzburgite massif (Middle Urals). *Lithosphere*. **2023**. Vol. 23. N 5. P. 740–765 (in Russian).

Murzin V. V., Sustavov S. G. New data on minerals of the laurite-erlichmanite series and on their arsenic varieties. *Doklady Earth Sci.* **2000**. Vol. 370. N 3. P. 160–162.

Nikolskaya N. E., Kazennova A. D., Nikolaev V. I. Typomorphism of ore-forming chromspinelide of chrome ore deposits. Moscow: VIMS, **2021**. 238 p. (in Russian).

Ovechkin A. M. Mineral resource base of ferrous metals of the Polar Urals. Prospects for study and development. Polar Ural — new mineral resource base of Russia. Tyumen-Salekhard, **1997**. P. 78–80 (in Russian).

Pavlov N. V. Chemical composition of chromspinelides in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusives. *Proc. Geol. Institute RAS*. **1949**. Vol. 103. P. 1–91 (in Russian).

Perevozchikov B. V. Pattern of localization of chromite mineralization in alpine-type hyperbasites (on example of the Urals). Review information. Vol. 7. Moscow: Geoinformmark, **1995**. 46 p. (in Russian).

Perevozchikov B. V. Two-stage formation of the main chromite-bearing formations of ophiolitic ultrabasites — reflection of upper mantle processes. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny: Proc. Sci. Readings in memory of P. N. Chirvinsky*. Perm: Perm University Publishing House, **2009**. P. 203—211 (in Russian).

Perevozchikov B. V., Bulykin L. D., Popov I. I., Orfanitsky V. L., Andreev M. I., Snachev V. I., Danilenko S. A., Cherkasov V. L., Chentsov A. M., Zharikova L. N., Klochko A. A. Register of chromite occurrences in alpine-type ultrabasites of the Urals. Perm: KamNIKIGS, **2000**. 474 p.

Pystin A. M., Potapov I. L., Pystina Yu. I. Occurrence of low-sulfide gold-platinum metal ores in the Polar Urals. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2012**. Vol. 141. N 4. P. 60—73 (in Russian).

Reed S. J. B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. N.Y.: Cambridge University Press, **2005**. 189 p.

Savelyeva G. N. Gabbro-ultramafic complexes of ophiolites of the Urals and their analogues in modern oceanic crust. Moscow: Nauka, **1987**. 230 p. (in Russian).

Shaibekov R. I., Kuznetsov S. K., Gaikovich M. M., Shevchuk S. S. Sulfide and noble metal mineralization in chromium ores of the Latorginsko-Kershorskaya area of the Voykar-Synya massif (Polar Urals). *Lithosphere*. **2015**. N 1. P. 75—85 (in Russian).

Shcherbakov S. A. Plastic deformations of ultrabasites of ophiolite association of the Urals. Moscow: Nauka, **1990**. 119 p. (in Russian).

Talhammer T. V. Association of minerals of platinum group in massive chromite ores of Kempirsai ophiolite complex (Southern Urals) as manifestation of mantle metasomatism. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1996**. Vol. 125. N 1. P. 25—36 (in Russian).

Tolstykh N. D. Mineral associations of platinum-bearing placers and genetic correlations with their primary sources. PhD thesis syn. Novosibirsk, **2004**. 33 p. (in Russian).

Uysal I., Tarkian M., Sadiklar M. B., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Mugla, SW Turkey: Implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contrib. Miner. Petrol.* **2009**. Vol. 158. P. 659—674.

Vakhrusheva N. V., Shiryayev P. B., Stepanov A. E., Bogdanova A. R. Petrology and chromite-bearing of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). Ekaterinburg: IGG Ural Branch RAS, **2017**. 265 p. (in Russian).

Varlamov D. A., Murzin V. V. Platinoid minerals from placers of the Verkh-Neyvinsky hypermafic massif (Middle Urals) — new mineral phases and complex of secondary minerals. In: *Fedorov scientific session 2014*. Saint Petersburg: Lema, **2014**. P. 89—91 (in Russian).

Velinsky V. V., Bannikov O. L., Kovyazin S. V. Composition of minerals of Western Sangilen hyperbasites. *Petrology of hyperbasites and basites of Siberia, the Far East and Mongolia*. Novosibirsk: Nauka, **1980**. P. 54—74 (in Russian).

Vikentiev I. V., Tyukova E. E., Mokriy V. D., Ivanova Yu. N., Varlamov D. A., Shuisky A. S., Groznova E. O., Sobolev I. D., Bortnikov N. S. Platinum-palladium ore occurrence Vasilinovskoe: a new type of noble metal mineralization in the Urals. *Doklady Earth Sci.* **2023**. Vol. 512. N 1. P. 39—49 (in Russian).

Yurichev A. N. Platinum group minerals in chromitites of the Agardag ultramafic massif (Tuva Republic): new data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2022**. Part 151. N 4. P. 56—69 (in Russian).

Yurichev A. N., Chernyshov A. I., Korbovyak E. V. Platinum-bearing of chromitites in the Kharcheruz ultramafic massif (the Polar Urals): new data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2020**. Vol. 149. N 3. P. 38—53 (in Russian).

Yurichev A. N., Chernyshov A. I., Korbovyak E. V. New data on the platinum-bearing potential of chromitites in the Kharcheruz ultramafic massif, Polar Urals. *Geol. Ore Deposits*. **2021**. Vol. 63. N 7. P. 706—716.

Zaccarini F., Economou-Eliopoulos M., Kiseleva O., Garuti G., Tsikouras B., Pushkarev E., Idrus A. Platinum group elements (PGE) geochemistry and mineralogy of low economic potential (Rh-Pt-Pd)-Rich chromitites from ophiolite complexes. *Minerals*. **2022**. Vol. 12. Paper 1565.

Zaccarini F., Economou-Eliopoulos M., Tsikouras B., Garuti G. Chromite composition and platinum-group elements distribution in Tethyan chromitites of the Mediterranean Basin: An overview. *Minerals*. **2024**. Vol. 14. Paper 744.

Zaikov V. V., Melekestseva I. Yu., Kotlyarov V. A., Zaikova E. V., Krainev Yu. D. Intergrowths of PGE minerals in the Miass placer zone (Southern Urals) and their primary sources. *Mineralogy*. **2016**. N 4. P. 31—47 (*in Russian*).

Zhou M.-F., Robinson P., Malpas J., Li Z. Podiform chromites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* **1996**. Vol. 37. P. 3—21.

Zhou M.-F., Sun M., Keays R. R., Kerrich R. W. Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1998**. Vol. 62. P. 677—688.