

## МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И ОНТОГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ХРОМИТИТАХ ЗОНАЛЬНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ СРЕДНЕГО УРАЛА

С.Ю. Степанов<sup>1</sup>, Р.С. Паламарчук<sup>2</sup>, А.В. Антонов<sup>3</sup>, А.В. Козлов<sup>2</sup>,  
Д.А. Варламов<sup>4</sup>, Д.А. Ханин<sup>4,5</sup>, А.А. Золотарев (мл.)<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 2-я линия, 2, Россия

<sup>3</sup> Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

<sup>4</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432, Черноголовка, ул. Академика Осипяна, 4, Россия

<sup>5</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

<sup>6</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,  
199034, Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9, Россия

Приводятся результаты анализа морфологических и химических особенностей минералов платиновой группы (МПГ) из хромит-платиновых рудных тел зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского). На основании результатов изучения более чем 500 зерен выявлена последовательность образования МПГ в хромититах изучаемых массивов. Выделены три парагенезиса МПГ: магматический, в который входят Os-Ir-Ru интерметаллиды, изоферроплатина, железистая платина, сульфиды изоморфных рядов лаурит—эрликманит, кашинит—бауит и тиошпинели ряда купроиридсит—купорродсит—маланит; постмагматических минералов с преобладанием туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины, их образование связано с процессами серпентинизации дунитов, и наиболее поздних вторичных минералов платиновой группы, в который входят вторичные минералы с преобладанием сульфидов, арсенидов, сульфоантимонидов, сульфоарсенидов, плюмбидов, амальгам элементов платиновой группы.

*Минералы платиновой группы, хромит-платиновое оруденение, клинопироксенит-дунитовые массивы: Нижнетагильский, Светлоборский, Вересовоборский, Каменушенский; изоферроплатина, ирарсит, потарит, ксингзонгит, сульфиды ЭПГ.*

## MORPHOLOGY, COMPOSITION, AND ONTOGENESIS OF PLATINUM-GROUP MINERALS IN CHROMITITES OF ZONED CLINOPYROXENITE-DUNITE MASSIFS OF THE MIDDLE URALS

S.Yu. Stepanov, R.S. Palamarchuk, A.V. Antonov, A.V. Kozlov,  
D.A. Varlamov, D.A. Khanin, and A.A. Zolotarev Jr.

We present results of analysis of the morphology and chemical composition of platinum-group minerals from chromite-platinum orebodies of zoned clinopyroxenite-dunite massifs in the Middle Urals (Nizhnii Tagil, Svetlyi Bor, Veresovyi Bor, and Kamenushka). Study of more than 500 grains has given an insight into the sequence of formation of platinum-group minerals in chromitites of the studied massifs. Three assemblages of platinum-group minerals have been revealed: magmatic (Os-Ir-Ru intermetallic compounds, isoferroplatinum, ferroplatinum, sulfides of the isomorphous series laurite-erlichmanite and kashinite-bowieite, and thiospinels of the series cuproiridsite-cuprorhodsite-malanite); postmagmatic (with a predominance of tulameenite, tetraferroplatinum, and ferronickelplatinum, resulted from serpentinization of dunites); and latest secondary (minerals with a predominance of platinum-group sulfides, arsenides, sulfoantimonides, sulfoarsenides, plumbides, and amalgams).

*Platinum-group minerals, chromite-platinum mineralization, clinopyroxenite-dunite massifs: Nizhnii Tagil, Svetlyi Bor, Veresovyi Bor, and Kamenushka, isoferroplatinum, irarsite, potarite, xingzhongite, PGE sulfides*

## ВВЕДЕНИЕ

Зональные клинопироксенит-дунитовые массивы, именуемые также массивами урало-аляскинского типа, являются коренными источниками для гигантских по запасам платиновых россыпей. Начало промышленного освоения россыпных объектов не сопровождалось активным изучением платиноидной минерализации, и только к концу XIX столетия, после открытия первых коренных месторождений

© С.Ю. Степанов✉, Р.С. Паламарчук, А.В. Антонов, А.В. Козлов, Д.А. Варламов, Д.А. Ханин, А.А. Золотарев (мл.), 2020

✉ e-mail: Stepanov-1@yandex.ru

DOI: 10.15372/GiG2019089

платины в 1891 г. [Локерман, 1982; Мосин, 2002], начались активные исследования, результаты которых были опубликованы в широкой печати [Карпинский, 1893; Зайцев, 1898; Duparc, Tikhonowich, 1920].

Из платиновых россыпей Уральского региона за всю историю отработки было добыто более 500 т платиновых металлов [Мосин, 2002], что существенно превосходит объемы добычи платины из аналогичных россыпей в России и мире. Россыпные объекты, связанные с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами, известны в пределах Каряжско-Камчатского региона [Tolstykh et al., 2005; Сидоров и др., 2012; Кутырев и др., 2018; Sidorov et al., 2019], в Эквадоре, р. Сантьяго [Weiser, Schmidt-Thome, 1993]; Франции, р. Дюранс [Johan et al., 1990]; Британской Колумбии, р. Туламин [Nixon et al., 1990] и Мадагаскаре, провинция Манампотси [Legendre, Auge, 1992]. Аналогов коренных объектов с хромит-платиновым оруденением за рубежом нет, а в пределах России коренное платиноидное оруденение детально охарактеризовано только в дунитах Гальмоэнанского массива в Корякии [Сидоров и др., 2012].

Коренное хромит-платиновое оруденение в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах является не только предметом для научных исследований, но эпизодически и объектом проведения геолого-разведочных и добычных работ [Кашин и др., 1956]. Особенности геологического строения этих массивов, характер проявления в них обособлений хромититов, их минеральный состав, распределение и состав минералов платиновой группы описаны в многочисленных работах разных лет [Высоцкий, 1913; Карпинский, 1926; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997; Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007; Козлов и др., 2011; Anikina et al., 2014; Малич и др., 2015; и др.]. Проанализировав совокупность работ, посвященных изучению платиноидной минерализации клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, можно заключить, что наиболее детально изучен Нижнетагильский массив. В последнее время благодаря геолого-разведочным работам, инициированным Ю.М. Телегиным [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011], существенно возросла степень изученности ассоциаций минералов платиновой группы (МПП) Светлоборского и Каменушенского массивов.

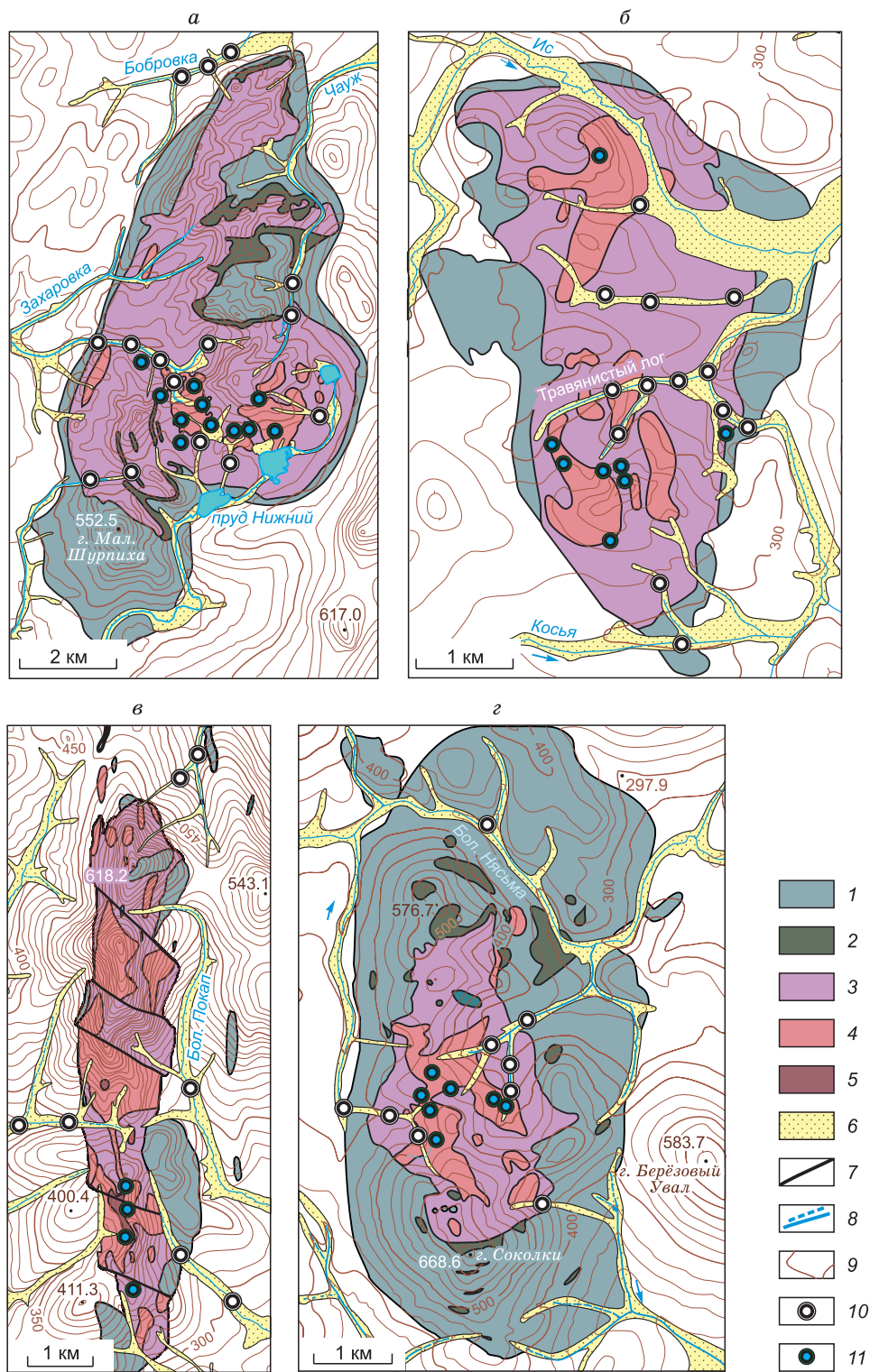
Проблема генезиса платиновой минерализации обозначилась уже на первых этапах изучения платиноносности клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Ранние исследования [Высоцкий, 1913; Duparc, Tikhonowich, 1920; Карпинский, 1926; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Кашин и др., 1956], проводившиеся параллельно с разработкой коренных месторождений (Господская шахта, Крутой лог 4-00, Сырков лог), базировались на представительном каменном материале, но не позволили прийти к единому мнению по рассматриваемой проблеме. Более поздние исследования [Малахов, Малахова, 1970; Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997; Золоев и др., 2001; Auge et al., 2005; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Anikina et al., 2014; Tessalina et al., 2015], проводимые после завершения разработки этих месторождений, были в меньшей степени обеспечены представительными образцами платиноносных пород, но создали обширную базу аналитических данных, что, однако, не привело к созданию обоснованной генетической концепции, признаваемой большинством исследователей этих рудоносных объектов.

Учитывая полученные ранее результаты исследования минералов платиновой группы зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, в данной статье проведен анализ и обобщение генетических наблюдений с привлечением существенного объема оригинального материала по изучению морфологических особенностей индивидов и агрегатов минералов. Именно эти онтогенетические наблюдения легли в основу генетической модели эволюции хромит-платинового оруденения зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

В 2013—2017 гг. авторам удалось собрать коллекцию минералов платиновой группы из хромититов наименее изученных Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов, которая наряду с образцами из Нижнетагильского массива послужила основой для проведения исследования. Для подтверждения результатов, полученных на основании изучения коренных пород, были также детально исследованы МПП из россыпей, связанных с этими массивами, что позволяет оценить особенности платиноидной минерализации эродированных частей массивов и, как следствие, на более представительном материале обосновать эволюцию развития платинометалльного оруденения. Вовлечение в исследование представительного материала, наиболее полно характеризующего платиноидную минерализацию клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, в сочетании с использованием методов генетической минералогии и онтогении минералов позволяет провести глубокий анализ процессов формирования и последующего преобразования минералов платиновой группы в хромит-платиновых рудных системах.

## ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбор штучных образцов хромшпинелидовых сегрегаций и хромититов проводился в ходе полевых работ в период с 2013 по 2017 г. в пределах дунитовых тел Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов (рис. 1). Попутно, для наиболее широкого охвата МПП, отбирали крупнообъемные пробы (60—65 кг) из хромититов с последующим их дроблением до фракции менее 1 мм и обогащением на центробежном концентраторе КР-400. Общее число крупнообъемных



**Рис. 1. Геологические схемы клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала с использованием материалов О.К. Иванова [1997] с нанесенными на них основными точками отбора штучных и крупнообъемных проб.**

Массивы: *а* — Нижнетагильский, *б* — Светлоборский, *в* — Вересовоборский, *г* — Каменушенский. 1 — пироксениты; 2 — верлиты; 3—5 — дуниты: 3 — мелко-, среднезернистые, 4 — крупно-, среднезернистые, 5 — грубозернистые, пегматоидные; 6 — аллювиальные и техногенные отложения; 7 — тектонические нарушения; 8 — гидросеть; 9 — горизонталь рельефа; 10 — точки отбора проб из россыпей; 11 — точки отбора коренных проб.

проб 27. Из хромититов, наиболее обогащенных МПГ, были отобраны образцы для последующего изготовления полированных шлифов и аншлифов (изучено 513 препаратов). Для выявления особенностей проявления платиновой минерализации эродированных частей хромит-платиновых рудных зон проводился отбор проб из элювиально-делювиальных и делювиальных россыпей (более 89 проб).

Зерна и агрегаты МПГ были изучены с помощью оптического бинокулярного и сканирующего электронного микроскопов. В дальнейшем из зерен были приготовлены искусственные аншлифы, которые наряду с полированными шлифами хромшпинелидовых сегрегаций и хромититов изучались методом сканирующей электронной микроскопии (CamScan MX2500, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик А.В. Антонов; Tescan VEGA-II XMU и CamScan MV2300, Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, аналитик Д.А. Варламов; Tescan VEGA, Горный университет, г. Санкт-Петербург, аналитик Ю.Л. Крецер). Химический состав минералов платиновой группы определялся методами рентгеноспектрального микроанализа с использованием энергодисперсионных анализаторов: Link Pentafet, Oxford Instruments, Si(Li) (ВСЕГЕИ, аналитик А.В. Антонов), INCA Energy 450, INCA Energy 350 (ИЭМ РАН, аналитик Д.А. Варламов) и волнодисперсионных анализаторов (Camebax SX 50, МГУ, аналитик Д.А. Ханин). Всего выполнено около 1440 анализов. В целом было проанализировано свыше 500 зерен МПГ, отобранных более чем из 80 различных точек. Все минералы проанализированы на шесть элементов платиновой группы, Fe, Co, Ni и Cu, сульфиды — дополнительно на S, As, Sb, Te, Pb, Bi, Hg.

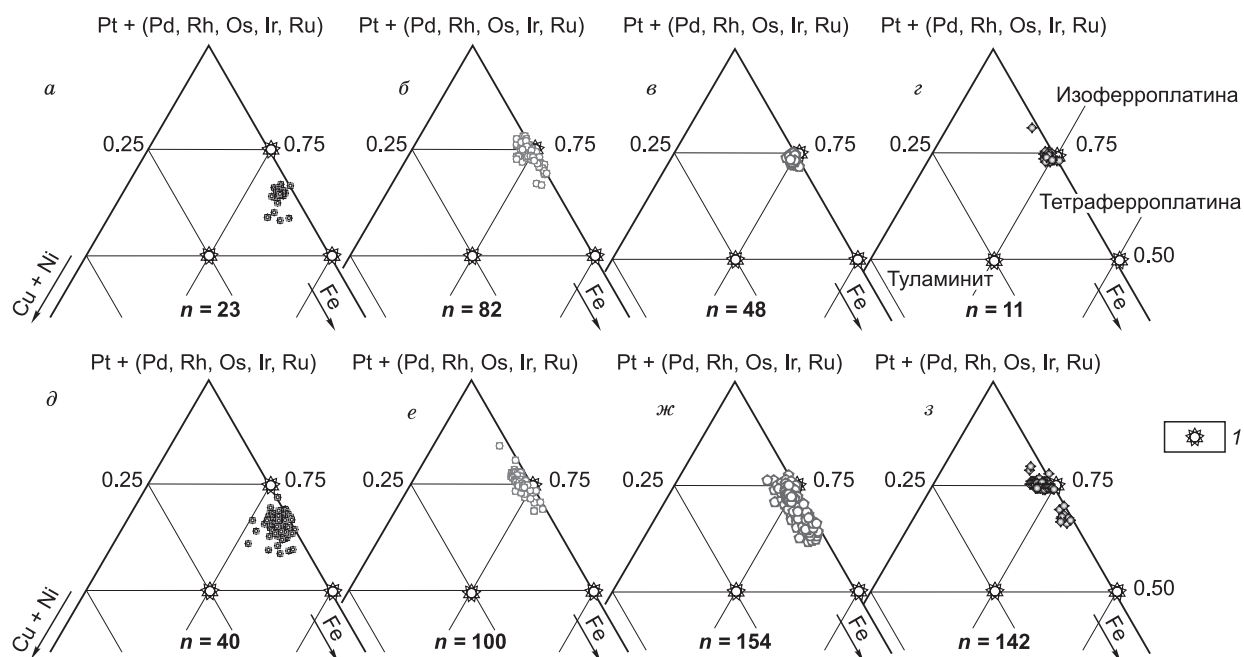
При записи эталонных профилей серий линий характеристического рентгеновского излучения использовались следующие эталоны: для элементов платиновой группы — чистые металлы (по  $L$  линии); Cu — Cu<sub>мет</sub>; Fe — Fe<sub>мет</sub>; Ni — Ni<sub>мет</sub>; Co — CoAsS; S — FeS<sub>2синт</sub>; As — InAs; Sb — CuSbS<sub>2</sub>; Te, Pb — PbTe; Bi — Bi<sub>мет</sub>. При рентгеноспектральном микроанализе (PCMA) использовались следующие эталоны: ЭПГ — чистые металлы; Cu, Sb — CuSbS<sub>2</sub>; Fe, S — FeS; Ni — NiS; Co, As — CoAsS; Hg — HgTe; Pb — PbS; Bi — Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>.

На рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX50 измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30 нА, измерение пика основных элементов длилось 20 с, фона — по 10 с с каждой стороны. Содержания элементов-примесей были измерены по 40 с для пиков и 20 с для фона. Пределы обнаружения составляют для (мас. %): Os — 0.08, Ir — 0.1, Ru — 0.05, Rh — 0.05, Pd — 0.05, Pt — 0.05, Fe — 0.03, Ni — 0.03, Cu — 0.03, S — 0.05, As — 0.05, Co — 0.03, Pb — 0.08, Bi — 0.1. При расчете содержаний была проведена ZAF-коррекция.

Для подтверждения фазового состава Pt-Fe минералов были задействованы рентгенодифракционные методы исследования с использованием оборудования ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ. Рентгенофазовый качественный анализ был проведен методом Гандольфи на монокристалльном дифрактометре Rigaku R-AXIS RAPID II с цилиндрическим детектором ( $d = 127.4$  мм; CoK $_{\alpha}$ -излучение) с последующей обработкой полученных рентгеновских порошковых данных в специализированном программном пакете OSC2XRD [Бритвин и др., 2017] и программном комплексе PDXL-2 (аналитик А.А. Золотарев (мл.)).

## МИНЕРАЛЫ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Главной особенностью платиноидного оруденения зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала является преобладание среди минералов платиновой группы Pt-Fe твердых растворов [Лазаренков и др., 1992; Иванов, 1997]. Согласно предложенным классификациям Pt-Fe твердых растворов [Cabri, Feather, 1975], на основе изучения только химического состава минералов невозможно отличить железистую платину (пространственная группа  $Fm\bar{3}m$ , содержание Fe 20—50 ат. %) от изоферроплатины (пространственная группа  $Pm\bar{3}m$ , содержание Fe 25—35 ат. %). Используя данные рентгенофазового анализа, удалось установить, что в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива среди Pt-Fe минералов (рис. 2, а, д) железистая платина с объемноцентрированной ячейкой ( $Fm\bar{3}m$ ) преобладает над изоферроплатиной с примитивной ячейкой ( $Pm\bar{3}m$ ), что согласуется с результатами предыдущих исследований [Malitch, Thalhammer, 2002]. Абсолютное большинство Pt-Fe минералов из хромититов и россыпей Светлоборского (см. рис. 2, б, е), Вересовоборского (см. рис. 2, в, ж) и Каменушенского (см. рис. 2, з, з) массивов, в том числе и близких по составу к Pt<sub>2</sub>Fe, обладают примитивной ячейкой ( $Pm\bar{3}m$ ), что позволяет отнести их к изоферроплатине. Химический состав большинства изученных зерен изоферроплатины Светлоборского массива близок к Pt<sub>3</sub>Fe. Характерная черта платиновых минералов из хромититов и россыпей Нижнетагильского массива — широкое распространение Pt-Fe твердого раствора, по составу близкого к Pt<sub>2</sub>Fe. На Вересовоборском массиве, по данным рентгенофазового анализа, присутствует только изоферроплатина, состав которой в коренных хромититах отвечает Pt<sub>3</sub>Fe, а в россыпях, сопряженных с массивом, изменяется от Pt<sub>3</sub>Fe до Pt<sub>2</sub>Fe.



**Рис. 2.** Диаграммы составов Pt-Fe твердых растворов (ат. %) из коренных хромититов (а—г) и россыпей (д—з):

Нижнетагильского (а, д), Светлоборского (б, е), Вересовоборского (в, ж), Каменушенского (з, з) массивов,  $n$  — число анализов,  $l$  — точки, отвечающие идеальным составам минералов.

Минералы группы тетраферроплатины обнаружены в хромититах и россыпях всех исследуемых массивов, однако их существенное распространение характерно для Нижнетагильского (см. рис. 3, а, д) и Вересовоборского (см. рис. 3, в, ж) массивов. В хромититах Нижнетагильского массива преобладают минералы промежуточного состава ряда туламинит—ферроникельплатина. Для Вересовоборского массива установлено преобладание туламинита в сочетании с тетраферроплатиной, которые образуют каймы замещения по контурам зерен изоферроплатины. Оценивая распространение туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины в россыпях, необходимо отметить, что значительное их количество характерно только для элювиальных, делювиальных и ложковых россыпей. Содержание этих минералов закономерно снижается по мере удаления от коренного источника, что было установлено на примере изучения МПГ из россыпей, связанных с Нижнетагильским [Степанов и др., 2015] и Светлоборским [Stepanov et al., 2019] массивами.

Относительно редко минералы группы тетраферроплатины встречаются в хромититах и россыпях Светлоборского (см. рис. 3, б, е) и Каменушенского (рис. 3, з, з) массивов, в то время как в дунитах Светлоборского массива отмечается почти полный изоморфный ряд PtFe — Pt<sub>2</sub>CuFe [Толстых и др., 2011]. В этом массиве обнаружены туламинит и тетраферроплатина, а в хромититах Каменушенского массива встречаются минералы промежуточного состава изоморфного ряда туламинит-тетраферроплатина с преобладанием туламинита.

На диаграммах в системе координат ЭПГ—Fe—(Ni + Cu) для МПГ из хромититов и россыпей Нижнетагильского массива (см. рис. 3) отчетливо видно единое поле составов, занимающее промежуточное положение между тетраферроплатиной и туламинитом. В его контурах расположены точки анализов, соответствующие ферроникельплатине и туламиниту, что отображено на графике, построенном в координатах Fe—Cu—Ni (рис. 4). Широкое развитие ферроникельплатины — характерная черта Нижнетагильского массива, выделяющая его среди остальных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, в которых преобладают промежуточные разновидности минералов ряда туламинит—тетраферроплатина.

В железо-платиновых минералах диагностирован широкий набор включений МПГ. В Pt-Fe твердых растворах из хромититов и россыпей Светлоборского массива в качестве включений преобладают Ru-Os сульфиды ряда лаурит—эрликманит (рис. 5, а, з), Ir-Rh сульфиды ряда кашинит (Ir<sub>2</sub>S<sub>3</sub>)—бауит (Rh<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) (см. рис. 5, б, д), Ir-Rh-Pt тиошпинели ряда купроиридсит (CuIr<sub>2</sub>S<sub>4</sub>)—купрородсит (CuRh<sub>2</sub>S<sub>4</sub>)—маланит (CuPt<sub>2</sub>S<sub>4</sub>). Сульфиды Rh и Ir обнаружены только в платиновых минералах из хромититов Свет-

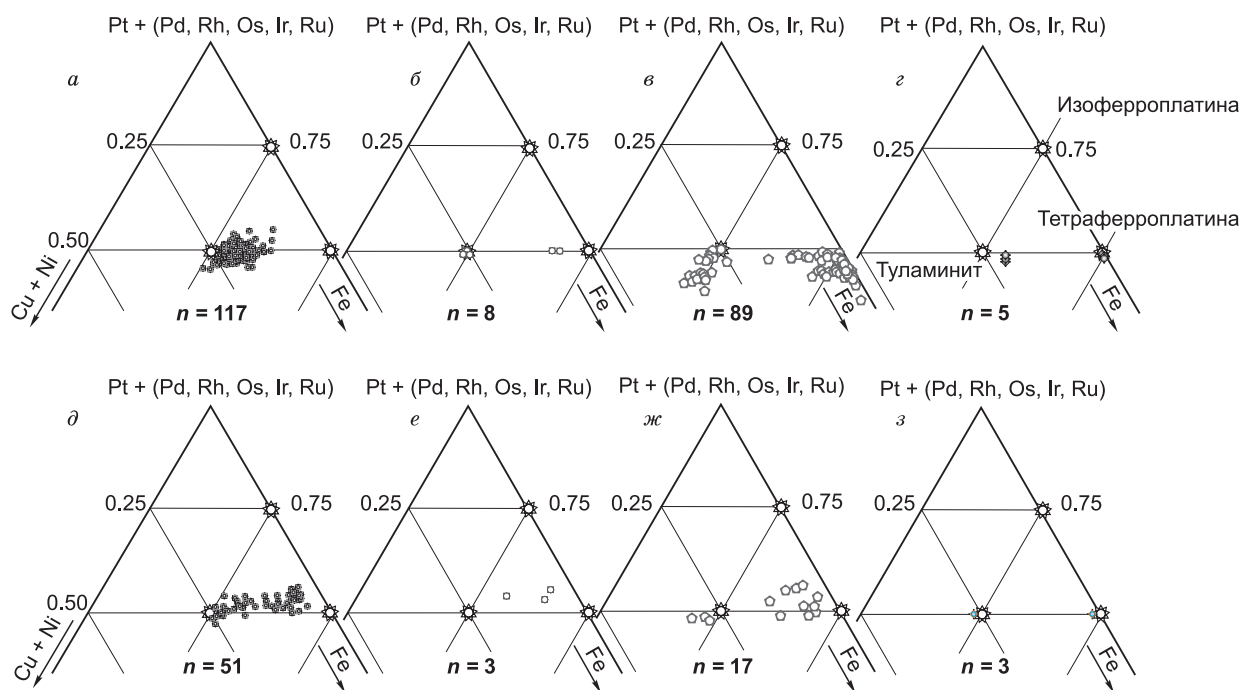


Рис. 3. Диаграммы составов минералов группы тетраферроплатины (ат. %) из хромититов (а—д) и россыпей (е—з).

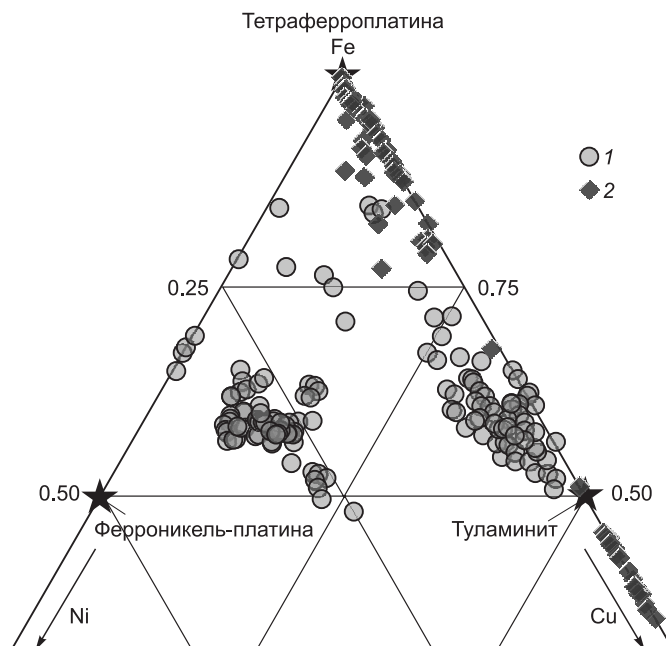
Пояснения см. на рис. 2.

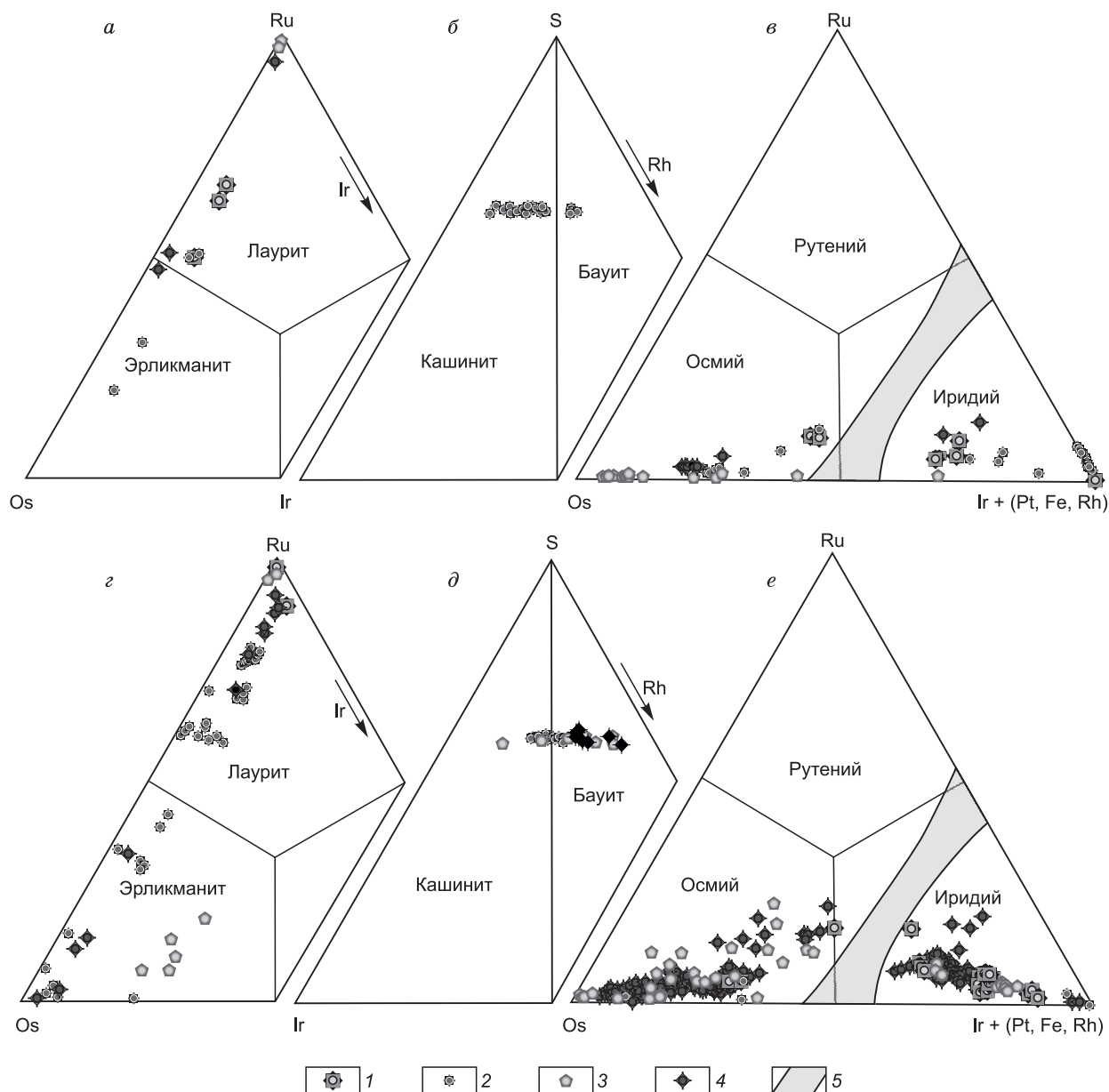
лоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов. В Pt–Fe минералах из всех исследуемых массивов широко распространены Os–Ir–Ru твердые растворы (рис. 5, в, е). По номенклатуре Д. Харриса и Л. Кабри [Harris, Cabri, 1991] исследованные Os–Ir–Ru твердые растворы представлены осмием и иридием. В Pt–Fe минералах Вересовоборского и Каменушенского массивов весьма широко распространены пластинчатые включения осмия. Os–Ir–Ru твердые растворы Нижнетагильского массива представлены осмием с повышенным содержанием иридия или иридием с высоким содержанием осмия. В хромититах Светлоборского массива встречаются индивиды и агрегаты иридия, также он обнаружен в виде включений в Pt–Fe минералах наряду с включениями осмия. Специфика включений в изоферроплатине Каменушенского массива — это широчайшее распространение как гексагональных пластинок осмия, так и изометричных обособлений иридия.

В число наиболее поздних минералов платиновой группы входят разнообразные сульфиды, сульфоантимониды, сульфоарсениды, пюмбиды и теллуриды. В качестве вторичных минералов по первичным Pt–Fe интерметаллидам Нижнетагильского и Каменушенского массивов развиты ирарсит и холлингвортит. Среди МПГ Нижнетагильского и Вересовоборского массивов встречается феродсит [Бегизов, Завьялов, 2016]. Для ассоциации МПГ Вересовоборского массива характерно широкое распространение вторичных

Рис. 4. Диаграмма состава минералов группы тетраферроплатины в координатах Cu—Ni—Fe (ат. %) из хромититов Нижнетагильского (1) и Вересовоборского (2) массивов.

Звездами отмечено положение идеальных составов минералов.





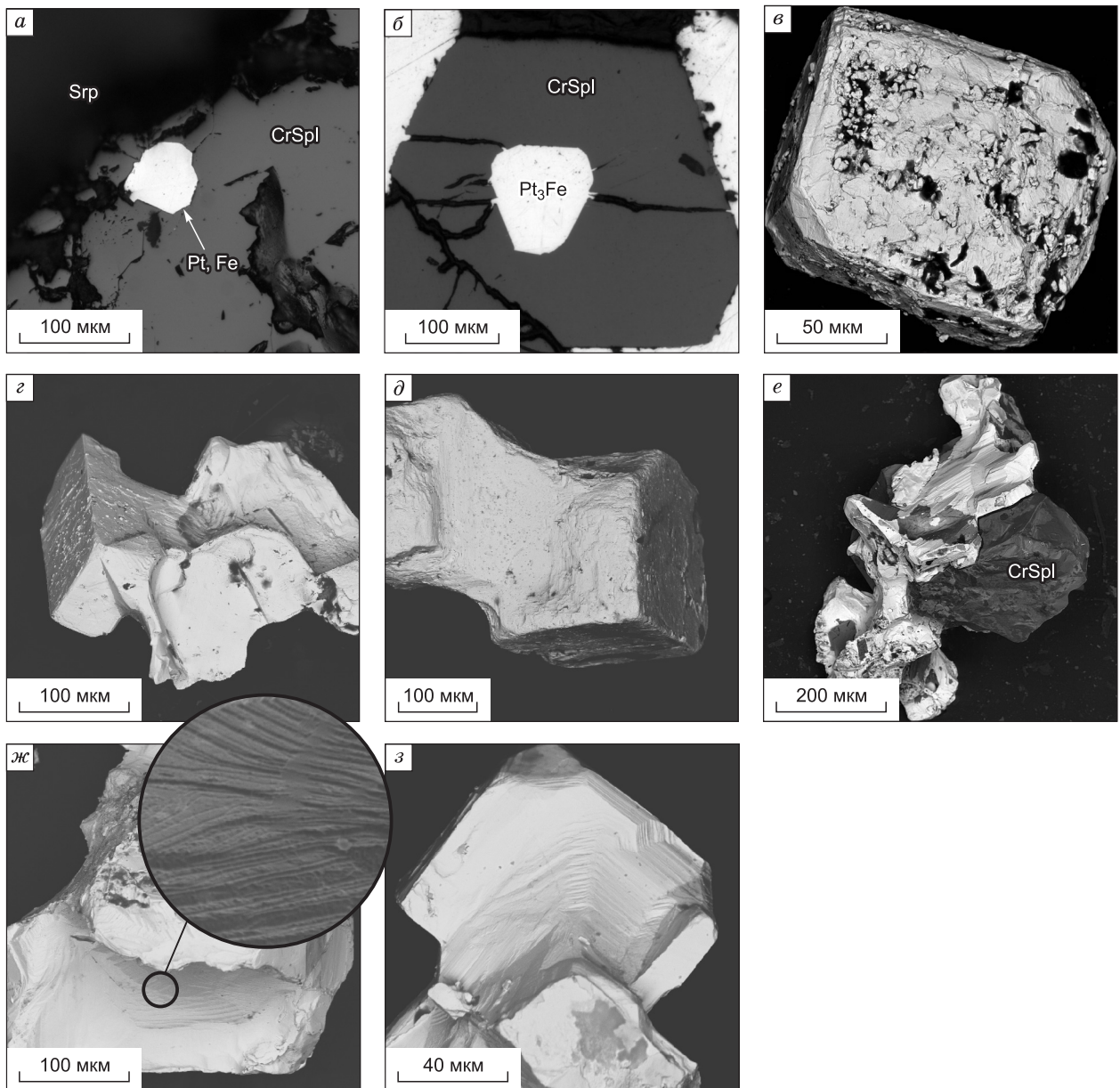
**Рис. 5. Диаграммы составов минералов–включений (ат. %) в Pt-Fe матрице из хромититов (а—в) и россыпей (з—е) массивов:**

1 — Нижнетагильского ( $n = 11/24$ ); 2 — Светлоборского ( $n = 63/51$ ), 3 — Вересовоборского ( $n = 17/52$ ), 4 — Каменушенского ( $n = 17/123$ ), 5 — поле несмесимости.  $n$  — число анализов: хромититы/россыпи.

минералов, в число которых наряду с вышеуказанными входят потарит, плюмбопалладинит, куперит, родплюмсит, звягинцевит, незазванные теллуридные фазы состава  $(Pb, Bi)Rh_2Te_3$ , а также незазванный Cd-Hg-Pd минерал [Степанов и др., 2018].

### МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНДИВИДОВ И АГРЕГАТОВ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Форма и внутреннее строение были проанализированы для минералов платиновой группы из коренных источников и из россыпей, расположенных на незначительном удалении от массивов, в которых индивиды и агрегаты МПГ были отпрепарированы в ходе природных процессов. Как было отмечено ранее, среди МПГ абсолютно преобладают Pt-Fe минералы. Изоферроплатина встречается в виде включений в кристаллах хромшпинелида, отдельных ограненных кристаллов и сложных зернистых масс, «це-

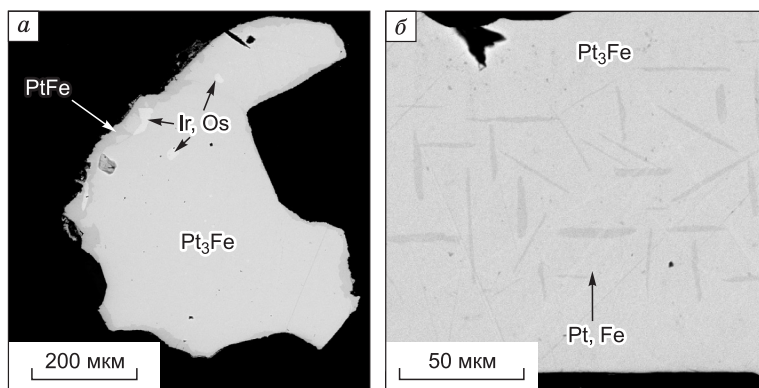


**Рис. 6.** Морфологические особенности Pt-Fe минералов из хромититов Нижнетагильского (*а, б*), Вересовоборского (*б, д, е, ж*), Светлорбского (*з*) и Каменушенского (*з*) массивов.

Здесь и далее: Pt<sub>3</sub>Fe — минерал, по составу отвечающий изоферроплатине; Pt, Fe — минерал, по составу отвечающий железистой платине; CrSpl — хромшпинелид, Srp — серпентин. СЭМ-фото в режиме BSE.

ментирующих» агрегаты хромшпинелида. Включения Pt-Fe минералов в хромшпинелиде (рис. 6, *а, б*) ограничены в большинстве случаев собственными простыми формами, однако изучение ориентировки индивидов изоферроплатины относительно кристаллов хромшпинелида в некоторых случаях позволяет рассматривать их ограниченную форму как соответствующую отрицательному кристаллу (см. рис. 6, *б*) в индивиде хромшпинелида. Размер таких включений в среднем не превышает 100 мкм. Отдельные кристаллы Pt-Fe минералов крайне редки и имеют средний размер 150—200 мкм. Всем кристаллам присущ кубический габитус (см. рис. 6, *в, з, з*), что является отличительной чертой хромит-платинового типа оруденения от дунитового типа, в котором наряду с кубическими индивидами обнаружены и кубооктаэдры [Толстых и др., 2011]. Редко, помимо куба {100}, в ограничении индивидов Pt-Fe минералов принимают участие грани ромбододекаэдра {110} и октаэдра {111} (см. рис. 6, *в*). Отмечены единичные находки двойников прорастания изоферроплатины по флюоритовому закону (см. рис. 6, *з*). Преоблада-





**Рис. 7.** Внутреннее строение индивидов Pt-Fe минералов из хромититов Нижнетагильского (а) и Вересовоборского (б) массивов.

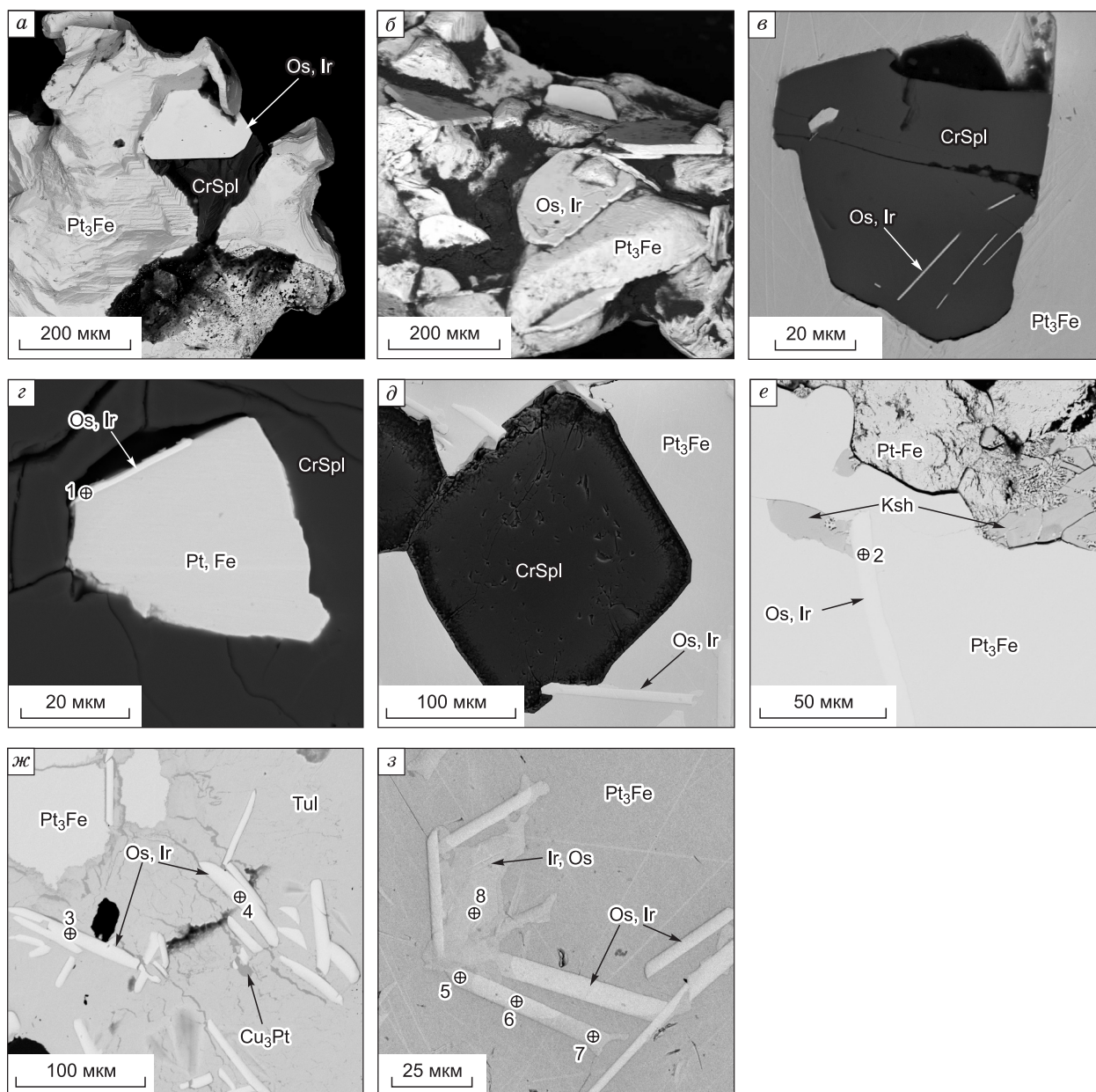
Здесь и далее: PtFe — тетраферроплатина; Ir, Os — иридий. СЭМ-фото в режиме BSE.

[Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Трушин и др., 2017]. Эти агрегаты «цементируют» индивиды хромшпинелида с формированием в первом приближении ксеноморфных поверхностей (см. рис. 6, е). Однако при детальном исследовании контактов индивидов хромшпинелида и изоферроплатины выявлены индукционные поверхности, формирующиеся при их совместном росте (см. рис. 6, жс). А.Г. Бетехтин в своей работе [1935] рассматривал отдельные кубические индивиды изоферроплатины, заключенные в хромшпинелид, как метакристаллы, однако сочетание в огранении этих индивидов ростовых габитусных форм с поверхностями совместного роста (см. рис. 6, з) указывают на одновременную кристаллизацию Pt-Fe минералов и хромшпинелида.

Большая часть индивидов первичных Pt-Fe твердых растворов характеризуется однородным внутренним строением без отчетливо выраженной зональности по химическому составу (рис. 7, а). Ряду индивидов свойственна структура, сформированная, вероятно, в ходе последовательной кристаллизации сначала Pt-Fe твердого раствора, по составу близкого к Pt<sub>2</sub>Fe, а затем изоферроплатины (см. рис. 7, б).

Наиболее распространенными включениями в Pt-Fe минералах из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала являются Os-Ir-(Ru) твердые растворы. В целом осмий весьма широко распространен в Pt-Fe минералах из хромититов Вересовоборского и Каменушенского массивов, реже его индивиды встречаются в изоферроплатине Светлоборского массива и крайне редко в Pt-Fe минералах Нижнетагильского массива. Осмий образует идиоморфные кристаллы пинакоидального габитуса (рис. 8, а, б). Их размер может быть различен, но пластинчатые кристаллы по грани пинакоида редко превосходят 200 мкм при толщине 10—15 мкм. Отмечаются единичные случаи нахождения пинакоидальных кристаллов осмия в качестве включений в хромшпинелиде в сростании с Pt-Fe минералами, по отношению к которому они отчетливо идиоморфны (см. рис. 8, в). Довольно часто пластинчатые кристаллы осмия приурочены к фазовой границе хромшпинелида и железистой платины (см. рис. 8, г) или одновременно находятся как в кристалле хромшпинелида, так и в Pt-Fe матрице (см. рис. 8, д). В целом в пределах индивидов осмия зональность практически не проявлена. Однако для пластинок осмия, сростающихся с зернистыми агрегатами иридия, характерна значительная вариация содержания Ir и других ЭПГ (табл. 1) в пределах кристалла (см. рис. 8, з). Морфологические особенности и генетические взаимоотношения пластинок осмия с другими минералами позволяют утверждать, что этот минерал кристаллизуется самым первым.

Иридий в виде включений широко распространен в Pt-Fe минералах Нижнетагильского, Светлоборского и Каменушенского массивов. Морфология включений иридия в изоферроплатине разнообразна. Относительно редки обособления иридия, нарастающие на хромшпинелид (рис. 9, а) или пластинки осмия (см. рис. 8, з; рис. 9, б). Для этих обособлений типично присутствие продуктов распада Pt-Fe-Ir твердого раствора с мелкими изометричными индивидами изоферроплатины [Рамдор, 1962]. Эти морфологические особенности позволяют рассматривать часть индивидов иридия как формирующиеся вслед за осмием до кристаллизации основного объема Pt-Fe твердых растворов. Широким распространением пользуются продукты распада твердого раствора иридия в изоферроплатине. Среди них преобладает эмульсионная вкрапленность мелких изометричных индивидов иридия в Pt-Fe матрице (см. рис. 9, в), реже обнаруживается более грубый распад твердого раствора иридия в Pt-Fe минералах в виде «балок» или пластин. Между тонкой эмульсионной вкрапленностью и пластинчатыми продуктами распада твердого раствора наблюдается полный ряд промежуточных взаимоотношений (см. рис. 9, г). Изоферроплатина, обогащенная вкрапленными обособлениями иридия, характеризуется повышенным содержанием Ir (табл. 2), тогда как иридий в существенной мере обогащен платиной. Изоферроплатине из хромититов Каменушенского, Светлоборского и в меньшей степени Нижнетагильского массивов свойственны вкрапления зернистых агрегатов иридия размером в среднем менее 1 мм. В хромититах Светлоборского массива встречаются индивиды иридия (см. рис. 9, д) и их агрегаты, достигающие по весу



**Рис. 8.** Морфологические особенности и внутреннее строение индивидов осмия в Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Светлоборского (а, е), Каменушенского (б, д, з), Вересовоборского (в, ж) и Нижнетагильского (z) массивов.

Pt-Fe — смесь железо-платиновых минералов, Os, Ir — осмий, Ksh — кашинит, Tul — туламинит,  $Cu_3Pt$  — медно-платиновый незазванный минерал. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 1. СЭМ-фотографии в режиме BSE.

нескольких граммов [Паламарчук, Степанов, 2016], что указывает на крайне высокое обогащение минералообразующей среды этим элементом.

Минералы изоморфного ряда лаурит—эрликманит представлены двумя морфологическими разновидностями. Первая разновидность — единичные идиоморфные кристаллы, приуроченные к краевым частям скоплений Pt-Fe минералов (рис. 10, а). Для большинства таких индивидов характерной чертой является их ярко выраженная зональность с вариацией содержания Os и Ru (табл. 3). При этом по мере продвижения к краевым зонам роста кристаллов содержание Os значительно возрастает, вплоть до перехода лаурита в эрликманит. Вторая разновидность — индивиды лаурита или эрликманита, нарастающие на хромшпинелид, частично, вероятно, с образованием эпитаксических срастаний (см. рис. 10, в). Широкое распространение Os-Ru сульфидов характерно для ассоциации МПГ из хромититов и россы-

Таблица 1. Химический состав включений Os-Ir-Ru интерметаллидов в Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Нижнетагильского (1), Светлоборского (2), Вересовоборского (3, 4) и Каменушенского (5–8) массивов (мас. %)

№ п/п	Fe	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Σ	Формула
1	1.21	5.80	—	53.80	39.20	—	100.00	$Os_{0.50}Ir_{0.36}Ru_{0.10}Fe_{0.04}$
2	0.21	0.95	—	68.10	30.90	—	100.20	$Os_{0.67}Ir_{0.30}Ru_{0.02}Fe_{0.01}$
3	0.13	0.23	—	94.60	6.01	—	100.90	$Os_{0.93}Ir_{0.06}$
4	0.26	—	—	94.40	5.01	—	99.60	$Os_{0.94}Ir_{0.05}Fe_{0.01}$
5	0.18	8.82	2.02	48.22	39.92	—	99.16	$Os_{0.43}Ir_{0.36}Ru_{0.15}Rh_{0.03}Co_{0.01}$
6	0.34	2.64	1.04	65.49	29.18	0.37	99.06	$Os_{0.64}Ir_{0.28}Ru_{0.05}Rh_{0.02}Fe_{0.01}$
7	0.37	12.40	0.69	41.15	42.92	1.58	99.11	$Ir_{0.39}Os_{0.37}Ru_{0.21}Fe_{0.01}Rh_{0.01}Pt_{0.01}$
8	0.40	5.65	3.19	27.10	49.90	13.40	99.50	$Ir_{0.46}Os_{0.25}Pt_{0.12}Ru_{0.10}Rh_{0.05}Fe_{0.01}$

Примечание. Содержание Co в ан. 5 — 0.61 мас. %. Анализы 1—6 — осмий, 7, 8 — иридий. Здесь и далее: про- черк — содержание элемента ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на 100 ат. %. Содержания Pd ниже пре- дела обнаружения.

пей Светлоборского и Каменушенского массивов, однако в ограниченном количестве обнаруживаются в Pt-Fe минералах из других зональных массивов Среднего Урала.

В значительно меньшем количестве по сравнению с лауритом и эрликманитом в Pt-Fe минералах зональных массивов Среднего Урала распространены минералы изоморфного ряда кашинит—бауит. Для них, как и для Os-Ru сульфидов, выявлены две морфологические разновидности: относительно крупные индивиды размером 100—400 мкм, сростающиеся с хромшпинелидом (рис. 11, а) и отдельные мелкие идиоморфные кристаллы размером менее 50 мкм в виде включений в Pt-Fe минералах (см. рис. 11, б). Для некоторых индивидов сульфидов Rh и Ir выявлена зональность, выражающаяся в преоб- ладании в составе центральной части кристалла кашинитового минала и повышении содержания Rh к

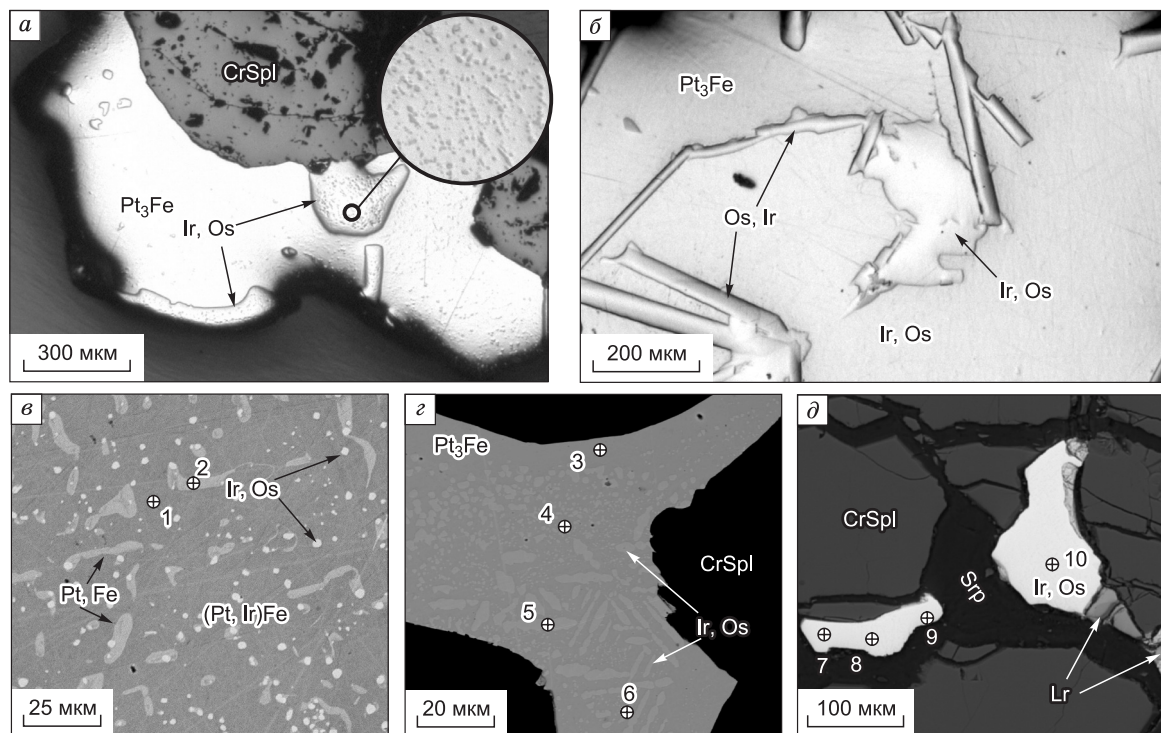


Рис. 9. Включения иридия в Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Каменушенского (а, б), Нижнетагильского (в) и Светлоборского (з, д) массивов.

Здесь и далее: (Pt, Ir)Fe — иридиевая тетраферроплатина, Lr — лаурит. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 2. Фотографии в отраженном свете (а, б) и СЭМ-фото в режиме BSE (в–д). а — два вида распада твердого раствора: иридия в изоферроплатине и Pt-Fe минерала в иридии; в, з — разные формы продуктов распада иридия в изоферроплатине.

Таблица 2.

## Химический состав иридия и сопутствующих Pt-Fe минералов из хромититов и россыпей Нижнетагильского (1, 2) и Светлоборского (3–10) массивов (мас. %)

№ п/п	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Σ	Формула
1	12.1	4.64	1.41	—	0.40	—	10.8	70.5	99.9	$(Pt_{0.98}Ir_{0.15}Rh_{0.01})_{1.14}(Fe_{0.59}Ni_{0.21}Cu_{0.06})_{0.86}$
2	9.72	3.44	0.58	0.72	1.36	—	23.5	61.1	100.3	$Pt_{0.45}Fe_{0.25}Ir_{0.18}Ni_{0.08}Rh_{0.02}Ru_{0.01}Cu_{0.01}$
3	7.94	—	1.01	—	0.55	—	3.57	86.3	99.3	$(Pt_{2.83}Ir_{0.12}Rh_{0.03})_{2.98}(Fe_{0.91}Cu_{0.10})_{1.01}$
4	8.22	—	1.05	—	—	—	3.14	87.6	99.9	$(Pt_{2.85}Ir_{0.10})_{2.95}(Fe_{0.94}Cu_{0.11})_{1.05}$
5	1.04	—	—	3.06	2.52	8.43	77.8	7.14	99.9	$Ir_{0.72}Os_{0.08}Pt_{0.07}Ru_{0.05}Rh_{0.04}Fe_{0.03}$
6	1.07	—	—	2.99	—	9.36	78.5	7.62	99.5	$Ir_{0.75}Os_{0.09}Pt_{0.07}Ru_{0.05}Fe_{0.04}$
7	0.77	—	—	1.97	2.56	—	83.6	11.1	100.0	$Ir_{0.79}Pt_{0.10}Rh_{0.05}Ru_{0.04}Fe_{0.03}$
8	0.60	—	0.28	1.52	2.16	—	83.4	11.3	99.2	$Ir_{0.80}Pt_{0.11}Rh_{0.04}Ru_{0.03}Fe_{0.02}Cu_{0.01}$
9	0.80	—	—	1.52	2.44	—	81.8	13.4	99.9	$Ir_{0.78}Pt_{0.13}Rh_{0.04}Ru_{0.03}Fe_{0.03}$
10	3.35	—	0.28	1.10	1.57	—	44.7	48.9	100.0	$Pt_{0.44}Ir_{0.41}Fe_{0.10}Rh_{0.03}Ru_{0.02}Cu_{0.01}$

Примечание. Анализ 1 — иридиевая тетраферроплатина, формула рассчитана на 2 атома; 2 — железистая платина, формула рассчитана на 100 %; 3, 4 — изоферроплатина, формулы рассчитаны на 4 атома; 5–9 — платиносодержащий иридий, формулы рассчитаны на 100 ат. %; 10 — Ir-Pt твердый раствор рассчитан на 100%.

краевым зонам роста индивидов, вплоть до перехода кашинита в бауит (табл. 4, см. рис. 11, б). Выявлены единичные случаи замещения Os-Ir-Ru твердых растворов кашинитом (см. рис. 11, в). Кашинит и бауит обнаружены в качестве включений в Pt-Fe твердых растворах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского (единичные находки) массивов, но не встречены в МПГ из хромититов Нижнетагильского массива. Отмечены сростания кашинита с Ir-Rh тиошпинелями (см. рис. 11, з; табл. 4). Ir-Rh тиошпинели ряда феррородсит—купрородсит—купроиридсит хоть и являются типоморфными включениями в Pt-Fe минералах из зональных массивов [Подлипский и др., 1999], но имеют ограниченное распространение среди включений в Pt-Fe твердых растворах из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Их повышенное содержание характерно для Pt-Fe минералов Светлоборского и Вересовоборского массивов, единичные включения купроиридсита в изоферроплатине выявлены в хромититах Каменушенского массива. Минералы группы феррородсит—купрородсит обычно встречаются в виде идиоморфных кристаллов или изометричных зерен размером менее 100 мкм, заключенных в Pt-Fe матрицу (см. рис. 11, д, е). Состав этих минералов приведен в табл. 4. Крайне редки крупные изометричные индивиды размером более 200 мкм, тяготеющие к краевым частям индивидов Pt-Fe твердых растворов [Степанов и др., 2017].

Большинство зерен Pt-Fe твердых растворов из хромититов и россыпей Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, по составу отвечающих железистой платине или изоферроплатине, подвергнуты замещению поздними вторичными минералами группы тетраферроплатины. Однако развитию новообразованных минералов предшествует значительная деформация Pt-Fe минералов и включений в

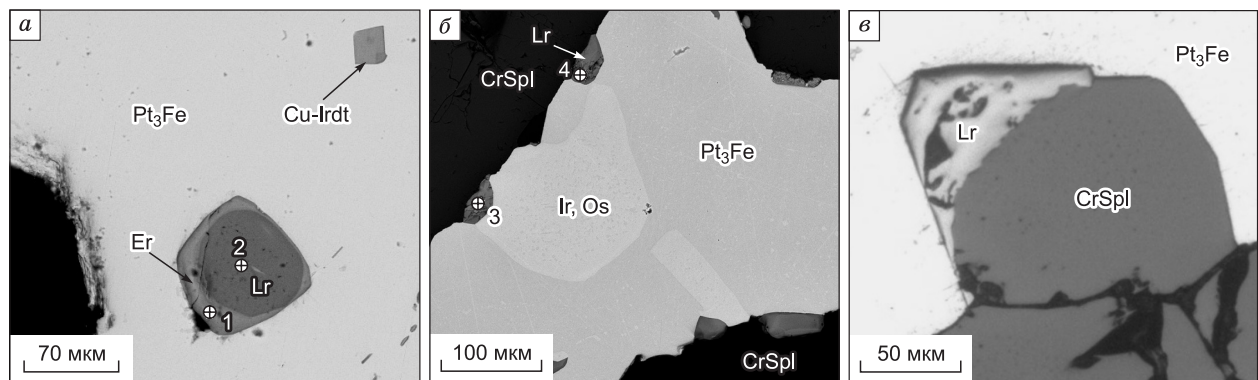


Рис. 10. Включения минералов изоморфного ряда лаурит—эрликманит в Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Светлоборского (а), Каменушенского (б) и Вересовоборского (в) массивов.

Здесь и далее: Er — эрликманит, Cu-Irtdt — купроиридсит. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 3. СЭМ-фото в режиме BSE (а, б) и фотография в отраженном свете (в). б — показан мелкий точечный распад Pt-Fe минерала в иридии.

Таблица 3. Химический состав лаурита и эрликманита из хромититов и россыпей Светлоборского (1, 2) и Каменушенского (3, 4) массивов (мас. %)

№ п/п	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	S	Σ	Формула
1	18.7	—	47.6	5.65	—	28.0	99.9	$(\text{Os}_{0.56}\text{Ru}_{0.42}\text{Ir}_{0.07})_{1.05}\text{S}_{1.95}$
2	34.9	—	29.9	3.74	—	31.3	99.9	$(\text{Ru}_{0.69}\text{Os}_{0.32}\text{Ir}_{0.04})_{1.05}\text{S}_{1.95}$
3	36.1	0.67	21.8	8.01	—	34.6	101.1	$(\text{Ru}_{0.68}\text{Os}_{0.21}\text{Ir}_{0.08}\text{Rh}_{0.01})_{0.98}\text{S}_{2.02}$
4	29.2	0.58	29.1	8.80	0.61	32.9	101.1	$(\text{Ru}_{0.57}\text{Os}_{0.30}\text{Ir}_{0.09}\text{Pt}_{0.01})_{0.97}\text{S}_{2.02}$

Примечание. Анализ 1 — эрликманит, 2—4 — лаурит, формулы рассчитаны на 3 атома.

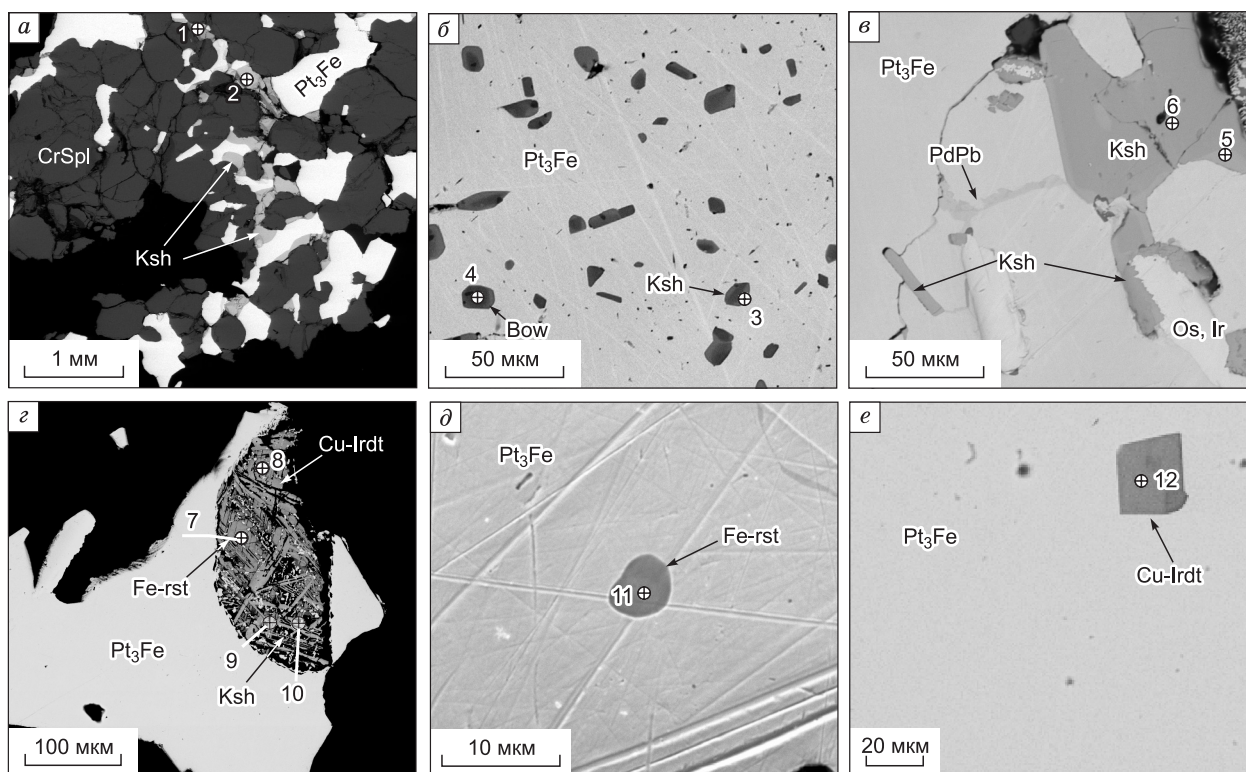
них. Осмий и хромшпинелид испытывают преимущественно хрупкие деформации. Пластинчатые индивиды осмия часто сломаны или надломлены в месте изгиба (рис. 12, а, б), реже изгибаются без хрупкой деформации (см. рис. 12, в). Ковкие Pt-Fe минералы при этом испытывают пластические деформации и часто «вдавливаются» в трещины отрыва в кристаллах осмия и в межзерновое пространство хромшпинелидового агрегата (см. рис. 12, г–е). Эти преобразования минералов происходили, вероятно, при температурах существенно ниже температуры плавления минералов и высоких стрессовых нагрузках.

После пластических деформаций агрегаты и индивиды Pt-Fe минералов подвергались замещению вторичными минералами группы тетраферроплатины. В большинстве случаев эти минералы формируют каймы замещения с сохранением реликтов первичного состава (рис. 13, а). Для ряда индивидов изоферроплатины фронт развития метасоматического замещения тетраферроплатиной или туламинитом обусловлен распространением деформационных структур (см. рис. 13, б) по направлению (111), отвечающему спайности [Бетехтин, 1935; Tolstykh et al., 2015]. В разных индивидах Pt-Fe минералов наблюдаются разные соотношения процессов замещения первичных Pt-Fe минералов вдоль трещин спайности и вдоль границ зерен. В целом развитие минералов группы тетраферроплатины вдоль трещин спайности в Pt-Fe минералах является начальной стадией их метасоматического преобразования. Конечным продуктом этих преобразований являются полные псевдоморфозы минералов группы тетраферроплатины по первичным Pt-Fe минералам. Каймы замещения состоят из многочисленных параллельно ориентированных удлинённых индивидов, хорошо различимых в отраженном свете при введенном анализаторе благодаря анизотропии минералов группы тетраферроплатины (см. рис. 13, в). При этом для хромититов Нижнетагильского массива установлено [Степанов, Малич, 2016], что Pt-Fe твердые растворы, отвечающие по составу железистой платине, замещаются туламинитом, а Pt-Fe минералы со стехиометрией изоферроплатины подвержены замещению ферроникельплатиной. В образцах МПГ из хромититов Вересовоборского массива было обнаружено замещение Pt-Fe твердого раствора, по составу близкого к изоферроплатине, туламинитом, а туламинит, в свою очередь, был замещен тетраферроплатиной (см.

Таблица 4. Химический состав лаурита, кашинита, бауита и Ir-Rh тиошпинелей из хромититов и россыпей Светлоборского (1, 2, 7—10, 12), Вересовоборского (5, 6) и Каменушенского (3, 4) массивов, мас. %

№ п/п	Fe	Cu	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	S	Σ	Формула
1	—	0.18	35.1	1.36	22.1	6.29	0.30	34.7	100.1	$(\text{Ru}_{0.65}\text{Os}_{0.22}\text{Ir}_{0.06}\text{Rh}_{0.02}\text{Cu}_{0.01})_{0.96}\text{S}_{2.03}$
2	—	—	—	23.9	—	50.7	—	25.4	100.1	$(\text{Ir}_{1.02}\text{Rh}_{0.90})_{1.93}\text{S}_{3.07}$
3	—	—	—	34.8	—	38.8	—	27.4	100.9	$(\text{Rh}_{1.21}\text{Ir}_{0.73})_{1.94}\text{S}_{3.06}$
4	—	—	—	47.4	—	23.9	—	28.8	100.2	$(\text{Rh}_{1.51}\text{Ir}_{0.42})_{1.98}\text{S}_{3.02}$
5	—	—	—	14.4	—	62.4	—	22.9	100.6	$(\text{Ir}_{1.38}\text{Rh}_{0.59})_{1.97}\text{S}_{3.03}$
6	—	—	—	26.2	—	51.0	—	22.6	100.6	$(\text{Ir}_{1.08}\text{Rh}_{1.04})_{2.12}\text{S}_{2.88}$
7	5.56	5.18	—	30.5	—	34.9	—	25.7	101.8	$(\text{Fe}_{0.48}\text{Cu}_{0.39})_{0.87}(\text{Rh}_{1.42}\text{Ir}_{0.87})_{2.29}\text{S}_{3.84}$
8	5.23	6.06	0.11	13.6	0.19	50.7	—	25.6	101.6	$(\text{Cu}_{0.48}\text{Fe}_{0.47})_{0.96}(\text{Ir}_{1.33}\text{Rh}_{0.67})_{2.00}\text{S}_{4.03}$
9	0.99	—	—	22.2	—	52.6	0.29	23.7	99.8	$(\text{Ir}_{1.10}\text{Rh}_{0.87}\text{Fe}_{0.07}\text{Pt}_{0.01})_{2.05}\text{S}_{2.96}$
10	0.82	0.62	—	20.3	—	53.2	0.37	22.9	98.3	$(\text{Ir}_{1.14}\text{Rh}_{0.81}\text{Fe}_{0.06}\text{Cu}_{0.04}\text{Pt}_{0.01})_{2.06}\text{S}_{2.94}$
11	7.49	7.34	0.24	44.2	0.22	9.20	1.96	29.6	100.2	$(\text{Fe}_{0.57}\text{Cu}_{0.49})_{1.06}(\text{Rh}_{1.81}\text{Ir}_{0.20}\text{Pt}_{0.04}\text{Ru}_{0.01})_{2.06}\text{S}_{3.88}$
12	0.27	11.01	—	10.9	—	39.3	13.46	24.6	100.1	$(\text{Cu}_{0.91}\text{Ni}_{0.05}\text{Fe}_{0.03})_{0.99}(\text{Ir}_{1.07}\text{Rh}_{0.56}\text{Pt}_{0.36})_{1.99}\text{S}_{4.02}$

Примечание. Содержание Ni в ан. 12 — 0.52 мас. %. 1 — лаурит, формула рассчитана на 3 атома; 2, 5, 6, 9, 10 — кашинит, 3, 4 — бауит, формулы рассчитаны на 5 атомов; 7, 11 — феррородсит, 8, 12 — купроиродсит, формулы рассчитаны на 7 атомов.



**Рис. 11. Включения сульфидов ЭПГ и Ir–Rh тиошпинелей в изоферроплатине из хромититов Светлогорского (а, з, е), Каменушенского (б) и Вересовоборского (в, д) массивов.**

Здесь и далее: Fe-rst — феррододсит, PdPb — звягинцевит, PdHg — потарит, Bow — баунит. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 4. СЭМ-фото в режиме BSE.

рис. 13, з). Среди Cu-Ni-Fe-платиновых минералов обнаружен также минерал со стехиометрией  $Cu_3Pt$ , псевдоморфно замещающий туламинит (см. рис. 13, д) или выполняющий небольшие трещины в нем. Относительно редки случаи замещения первичной изоферроплатины кислородсодержащими платиновыми минералами (см. рис. 13, е).

В связи с поздними процессами серпентинизации, выражающимися в развитии прожилков мелко-, среднепластинчатого серпентина, происходит активное преобразование первичных Pt-Fe твердых растворов (рис. 14, а), включений в них и минералов группы тетраферроплатины. Пластинки иридистого осмия замещаются гексаферрумом, зачастую с сохранением первичных кристаллографических форм (см. рис. 14, б). Из сульфидов платиноидов наиболее подвержены вторичным преобразованиям минералы ряда кашинит—баунит. Они замещаются мелко-, тонкозернистым губчатым агрегатом Pt-Fe минералов. В трещинах или краевых частях зерен Pt-Fe минералов, агрегатов туламинита, тетраферроплатины и ферроникельплатины обнаружены сульфиды (куперит, феродсит), арсениды (сперрилит) и антимони-

**Таблица 5. Состав гексаферрума, сульфидов и сульфидарсенидов ЭПГ, развитых по первичным Pt-Fe минералам Вересовоборского (1—3, 5) и Нижнетагильского (4) массивов (мас. %)**

№	Fe	Ni	Cu	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	As	S	Σ	Формула
1	16.1	—	—	1.55	—	79.4	—	—	0.91	—	97.9	$Os_{0.57}Fe_{0.39}Rh_{0.02}As_{0.02}$
2	12.1	—	—	1.30	—	79.8	3.97	—	1.34	—	98.5	$Os_{0.61}Fe_{0.31}Ir_{0.03}Rh_{0.02}As_{0.03}$
3	16.8	8.75	5.08	14.1	—	—	23.1	—	—	29.7	97.5	$(Fe_{2.93}Ni_{1.45}Rh_{1.33}Ir_{1.17}Cu_{0.78})_{7.65}S_{9.00}$
4	0.24	0.15	0.26	27.9	—	—	23.7	1.60	29.9	13.70	97.5	$(Rh_{0.66}Ir_{0.30}Pt_{0.02})_{0.98}As_{0.97}S_{1.03}$
5	—	—	—	4.64	—	47.2	9.33	7.42	11.5	21.3	101.4	Осарсит (?)

Примечание. Анализы 1, 2 — гексаферрум, формулы рассчитаны на 100 ат. %; 3 — феродсит, формула рассчитана на 9 атомов S; 4 — холлингвортит, формула рассчитана на 3 атома.

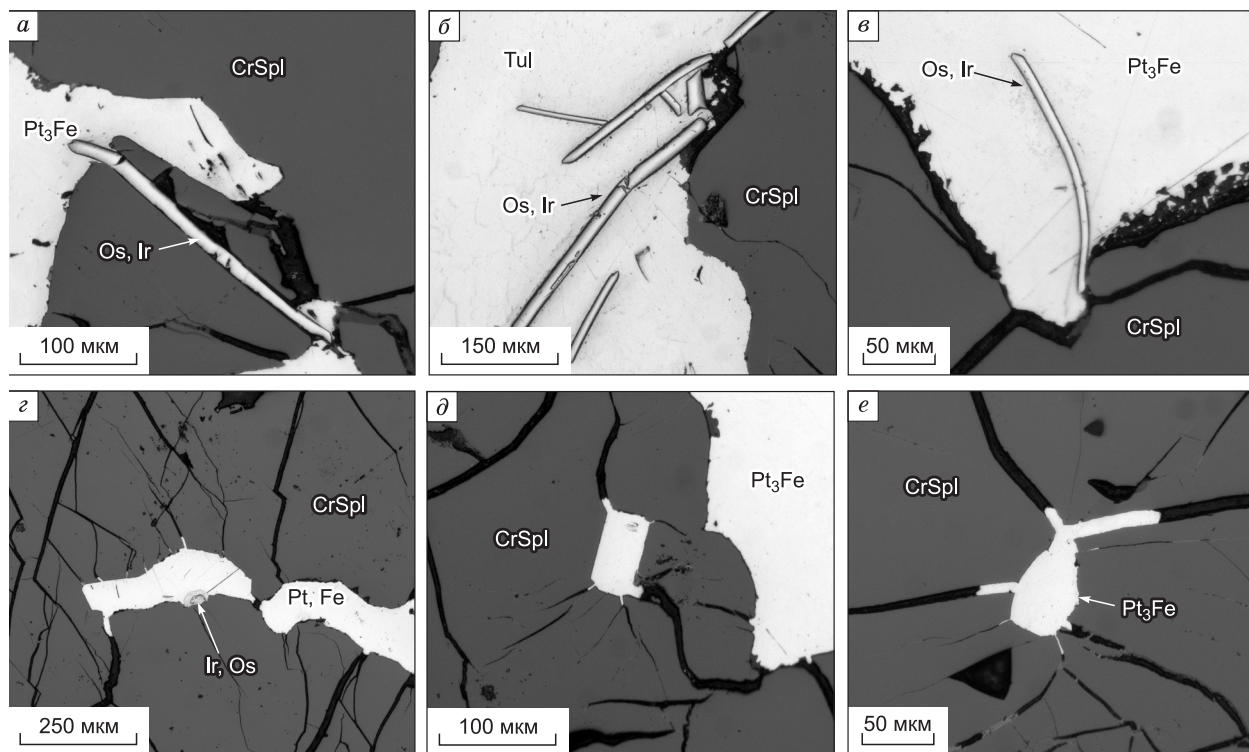


Рис. 12. Результат хрупких деформаций хромшпинелида и иридиевого осмия и пластических деформаций Pt-Fe минералов Вересовоборского (а–в, д, е) и Нижнетагильского (z) массивов. СЭМ-фото в режиме BSE.

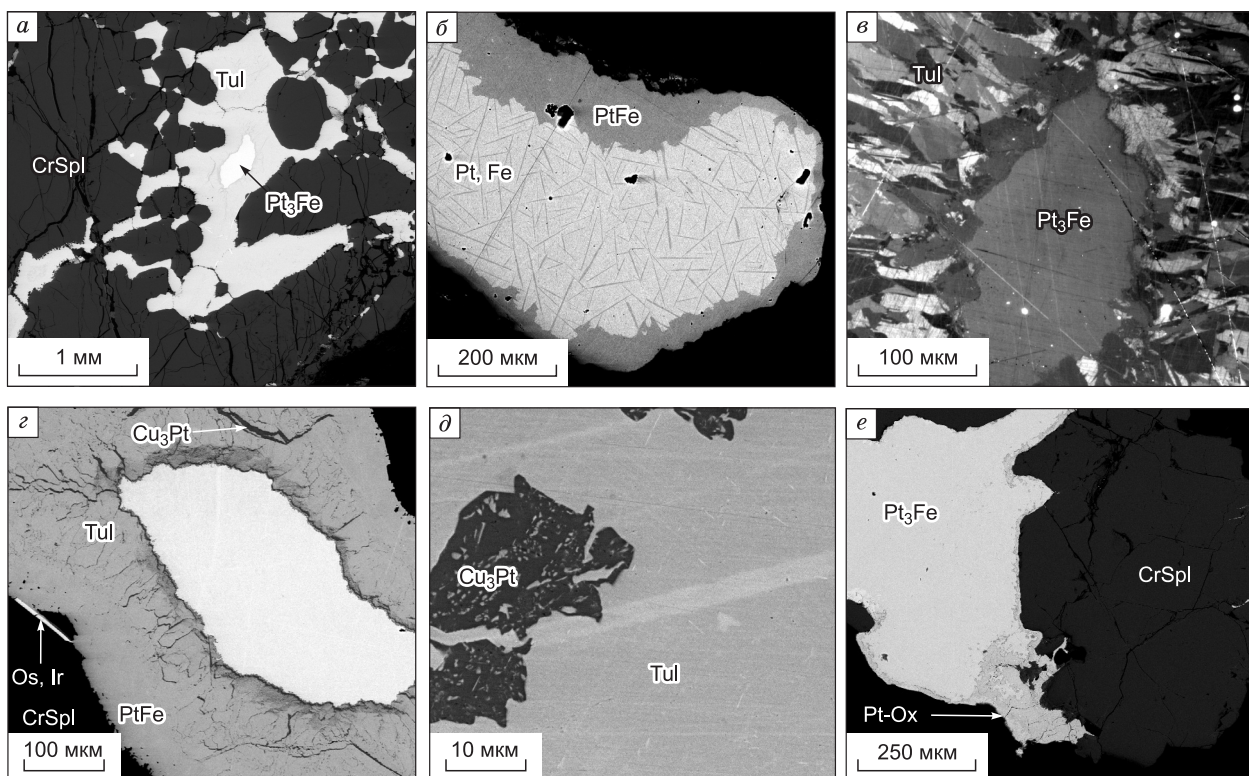
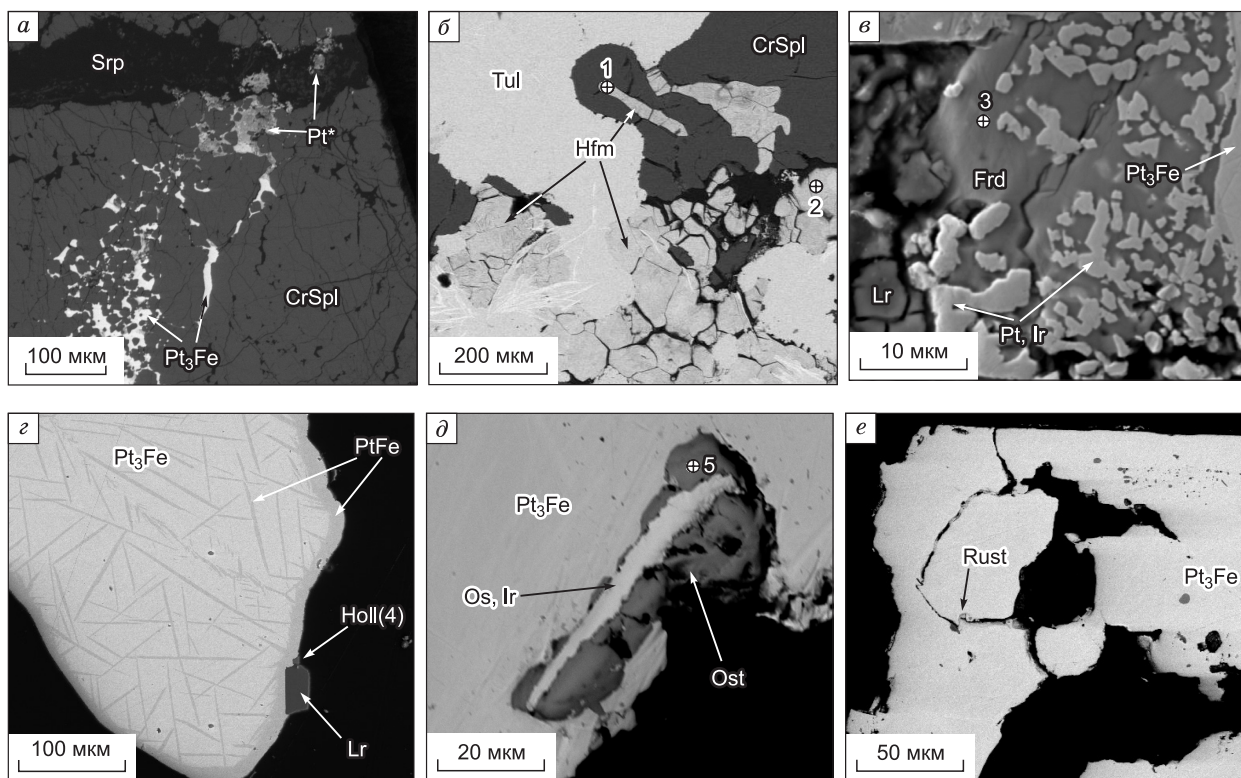


Рис. 13. Метасоматические агрегаты минералов группы тетраферроплатины, замещающие первичные Pt-Fe минералы Вересовоборского (а–z) и Нижнетагильского (д, е) массивов.

Pt-Ox — кислородсодержащие платиновые минералы. СЭМ-фото в режиме BSE и фотография в отраженном свете с анализатором (z).



**Рис. 14.** Возрастание степени изменения первичных Pt-Fe минералов по мере приближения к более позднему серпентиновому прожилку в хромититах Вересовоборского массива (а); гексаферрум, сульфиды и сульфоселениды ЭПГ из наиболее поздней ассоциации из Вересовоборского (б, в, д) и Нижнетагильского (з, е) массивов.

Pt\* — тонкокристаллический агрегат тетраферроплатины и других минералов, Hfm — гексаферрум, PtS — куперит, Po — пирротин, Frd — феродсит, Pt, Ir — иридийсодержащая платина, Holl — холлингвортит, Ost — осарсит, Rust — руарсит. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 5. СЭМ-фото в режиме BSE.

ды (стибиопалладинит) [Tolstykh et al., 2015], сульфоселениды (ирарсит, холлингвортит, осарсит, руарсит), сульфоантимониды (толовкит), плюмбиды (звягинцевит, родплюмсит), амальгамы (потарит) (см. рис. 11, в) элементов платиновой группы, в редких случаях содержащие также теллур и висмут. Особенно широко эти минералы распространены в Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Вересовоборского массива [Степанов и др., 2018].

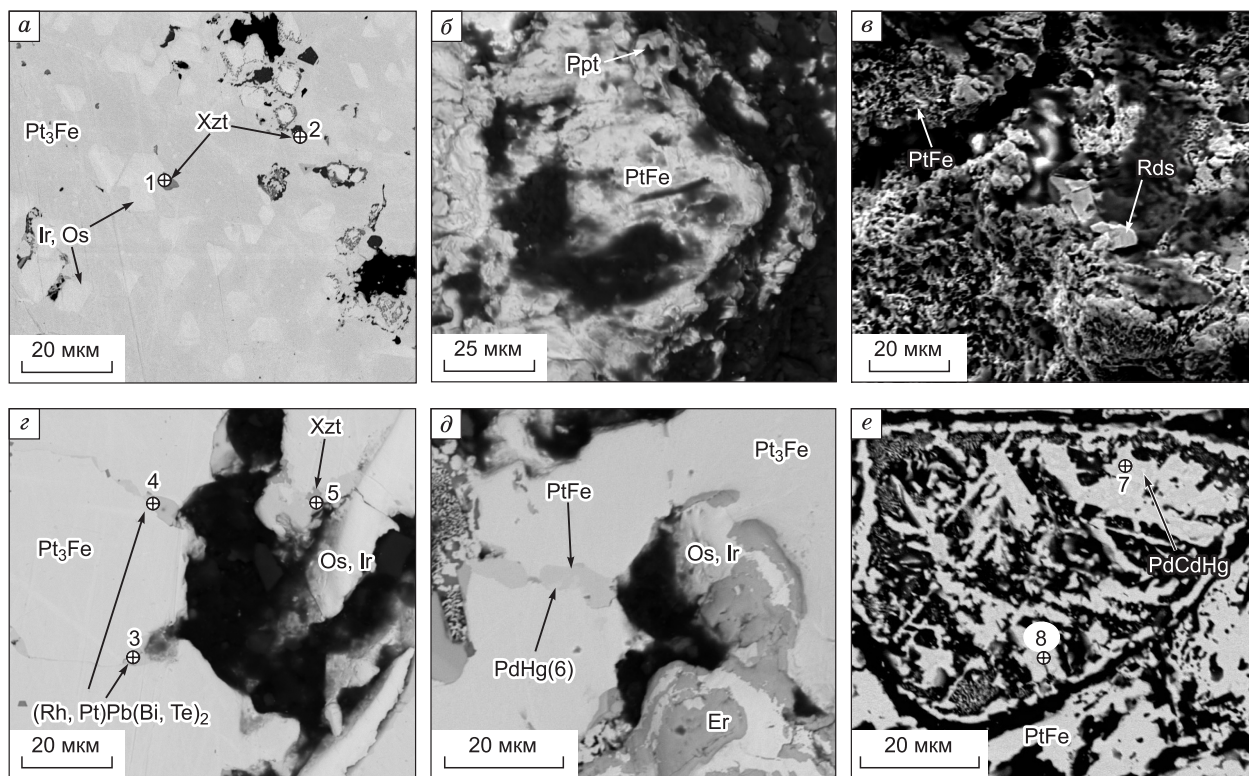
Феродсит — структурный аналог пентландита, содержащий элементы платиновой группы, характеризуется бóльшим распространением по сравнению с куперитом. В виде сложных агрегатов, содержа-

Таблица 6. Химический состав Pb- и Te-содержащих вторичных минералов Вересовоборского массива (мас. %)

№ п/п	Fe	Cu	Pb	Bi	Rh	Pd	Ir	Pt	Hg	Te	S	Σ	Формула
1	1.79	4.70	17.1	—	11.7	—	37.1	4.00	—	—	20.0	96.4	$(Pb_{0.51}Cu_{0.45}Fe_{0.20})_{1.14}$ $(Ir_{1.19}Rh_{0.70}Pt_{0.13})_{2.02}S_{3.83}$
2	0.79	5.11	18.2	—	10.9	—	30.7	9.88	—	—	20.8	97.8	$(Pb_{0.53}Cu_{0.48}Ni_{0.14}Fe_{0.08})_{1.23}$ $(Ir_{0.96}Rh_{0.63}Pt_{0.30})_{1.89}S_{3.88}$
3	—	—	9.21	10.2	23.0	—	2.60	1.61	—	48.9	—	95.6	—
4	—	—	9.76	11.6	23.6	—	1.83	1.34	—	48.0	—	96.1	—
5	—	6.12	20.9	—	18.2	—	24.6	6.20	—	—	22.0	100.8	$(Pb_{0.56}Cu_{0.53}Ni_{0.26})_{1.35}$ $(Rh_{0.98}Ir_{0.71}Pt_{0.18})_{1.87}S_{3.79}$
6	3.66	—	—	—	—	31.1	—	9.79	53.10	—	—	97.7	$(Pd_{0.87}Pt_{0.15})_{1.01}Hg_{0.91}$

Примечание. Содержание Ni в ан. № 2 — 1.35 мас. %, ан. 5 — 2.74 мас. %. Анализы 1, 2, 5 — ксингчонгит, формулы рассчитаны на 7 атомов; 3, 4 — неназванный минерал; 6 — потарит, формула рассчитана на 2 атома.





**Рис. 15. Наиболее поздние вторичные минералы Вересовоборского массива.**

Xzt — ксингцхонгит, Ppt — плюмбопалладинит, Rds — родпльомсит, (Rh, Pt)Pb(Bi, Te)<sub>2</sub> — неназванный минерал, PdHg — потарит, PdCdHg — неназванный минерал. Номера точек анализов соответствуют номерам в табл. 6. СЭМ-фото в режиме BSE.

щих многочисленные включения Fe-Ir твердого раствора, этот минерал замещает Pt-Fe интерметаллиды Нижнетагильского [Бегизов и др., 1976], Светлоборского [Степанов, 2015] и Вересовоборского массивов (см. рис. 14, в). В Pt-Fe минералах из хромититов и россыпей Нижнетагильского, Вересовоборского и Каменушенского массивов обнаружены включения минералов ряда холлингвортит—ирарсит (табл. 5). Они наблюдаются в виде отдельных индивидов размером около 20 мкм и/или слагают цепочки, которые размещаются субпараллельно границам зерен платиновых минералов или трещин в них (см. рис. 14, з). При изучении Pt-Fe минералов из Вересовоборского массива установлены единичные зерна осарсита, замещающего осмий (табл. 5; см. рис. 14, д), и руарсита (см. рис. 14, е), развивающегося по трещинам в изоферроплатине.

Среди вторичных минералов Вересовоборского массива распространены Pb- и Te-содержащие минералы (табл. 6). Из числа Pb-содержащих минералов в виде метакристаллов в изоферроплатине обнаружены единичные зерна ксингцхонгита (рис. 15, а). Плюмбопалладинит и родпльомсит (см. рис. 15, б, в соответственно) обнаружены в виде мельчайших индивидов в составе сложного агрегата Pt-Fe минералов, замещающих изоферроплатину, тетраферроплатину и туламинит. Звягинцевит выполняет тонкие трещины в изоферроплатине. Неназванный минерал, по составу близкий к (Rh, Pt)Pb(Bi, Te)<sub>2</sub>, выявлен в виде зерен размером менее 20 мкм в трещинах в изоферроплатине (см. рис. 15, з). Потарит обнаружен в виде мелких индивидов размером менее 10 мкм в сростании с тетраферроплатиной (см. рис. 15, д). Весьма редкие неназванные Pd-Cd-Hg минералы находятся в виде мелких включений размером менее 10 мкм в агрегате, сложенном Os-Ir интерметаллидами, кислородсодержащими Pt-Fe минералами, замещающими тетраферроплатину (см. рис. 15, е). Состав этих минералов (мас. %): Fe 2.13 и 1.63, Cu 0.67 и 0.63, Pd 39.38 и 37.85, Cd 19.07 и 18.96, Hg 35.68 и 34.87 в точках 7 и 8 соответственно (см. рис. 15, е, в т. 7 Ag до 3.65) с расчетными формулами: (Pd<sub>1.89</sub>Fe<sub>0.20</sub>Cu<sub>0.05</sub>Pt<sub>0.08</sub>)<sub>2.22</sub>Cd<sub>0.87</sub>Hg<sub>0.91</sub> и (Pd<sub>1.82</sub>Ag<sub>0.17</sub>Fe<sub>0.15</sub>Pt<sub>0.07</sub>Cu<sub>0.05</sub>)<sub>2.22</sub>Cd<sub>0.86</sub>Hg<sub>0.89</sub>.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос последовательности минералообразования в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов рассматривается в многочисленных работах [Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Руда-

шевский, 1987; Генкин, 1997; Волченко и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; Толстых и др., 2011; Мочалов, 2013; Tolstykh et al., 2015; Степанов, 2015]. Однако в большинстве случаев основой для определения порядка минералообразования служат образцы из одного объекта — Нижнетагильского массива [Заварицкий, 1928; Малич и др., 2014]. При этом значительное отличие ассоциаций минералов платиновой группы из хромититов разных массивов Среднего Урала не позволяет получить обобщенную картину последовательности минералообразования. В целом за длительный срок исследования платиноидной минерализации был накоплен существенный объем данных, опираясь на который с привлечением дополнительных наблюдений над морфологией агрегатов и индивидов и вовлекая в исследование статистически значимые выборки анализов минеральных индивидов из разных клинопироксенит-дунитовых массивов, авторам представляется возможным наиболее корректно обосновать модель эволюции платиноидного оруденения. Например, объемный морфологический анализ в ходе наших исследований позволил диагностировать индукционные поверхности на индивидах платины и хромшпинелида, свидетельствующие об их совместном росте, что в плоских сечениях, ввиду существенного разнообразия форм нахождения платиновых минералов и их различных взаимоотношений с хромшпинелидом, однозначно диагностировать невозможно.

На основании проведенных исследований взаимоотношения индивидов МПГ в хромититах выявлено, что наиболее ранними минералами являются Os-Ir-Ru твердые растворы, лаурит, эрликманит, кашинит, бауит и тиошпинели. Они встречаются преимущественно в виде идиоморфных индивидов в Pt-Fe минералах. Эти минералы наряду с изоферроплатиной, тетраферроплатиной и ферроникельплатиной Е.В. Пушкарев с соавторами [2007] относят к раннему парагенезису. В работе Н.Д. Толстых с соавторами [2011] изоферроплатина, Os-Ir-Ru твердые растворы, лаурит, эрликманит относятся к магматическому парагенезису, что подтверждается и нашими исследованиями, к этому же парагенезису мы причисляем кашинит, бауит и Ir-Rh тиошпинели. Если рассматривать последовательность формирования минералов, то по отношению к хромшпинелиду первым кристаллизуется осмий, о чем свидетельствуют идиоморфные кристаллы этого минерала, захваченные в хромшпинелиде. Их образование происходит на всем временном интервале кристаллизации хромшпинелида, предшествуя образованию Pt-Fe минералов. На завершающих стадиях кристаллизации основного объема хромшпинелида происходила кристаллизация иридия, лаурита—эрликманита, кашинита—бауита. Возможность кристаллизации из расплавов осмия, иридия и лаурита подтверждена экспериментальными работами [Brenan, Andrews, 2001]. Отнесение минералов ряда кашинит—бауит к магматическому парагенезису дискуссионно, однако индивиды этих минералов по отношению к изоферроплатине и хромшпинелиду занимают позицию, аналогичную лауриту. В работе Д. Бренана и Д. Эндрюса [Brenan, Andrews, 2001] приведены данные, что сульфид иридия при кристаллизации ведет себя аналогично эрликманиту, а в работе А. Перегоедовой и М. Оненстетер [Peregoedova, Onenstetter, 2002] кашинит, бауит, эрликманит и лаурит отнесены к одному парагенезису. Магматическая природа Ir-Rh тиошпинелей также вызывает много вопросов, однако в ходе наших исследований было установлено, что морфологические особенности и, прежде всего, нахождение этих минералов в виде идиоморфных кристаллов в массе изоферроплатины, а также существование  $\text{CuRh}_2\text{S}_4$  и  $\text{Rh}_2\text{S}_3$  в равновесной ассоциации при 900 °С [Makovicky et al., 1993], дает возможность относить их к одному парагенезису с лауритом и эрликманитом, а также кашинитом и бауитом. В большинстве случаев рассматриваемые минералы идиоморфны по отношению к изоферроплатине, однако границы внешних зон роста их индивидов в плоских сечениях иногда напоминают поверхности совместного роста. Необходимо отметить, что в единичных случаях выявлены псевдоморфозы кашинита (см. рис. 11, з) и эрликманита (см. рис. 15, д) по пластинкам осмия, что свидетельствует о возрастании фугитивности серы в ходе кристаллизации расплава. Для индивидов сульфидов ЭПГ отмечается отчетливая эволюция состава: лаурит в краевых частях сменяется эрликманитом, а бауит — кашинитом, что связано с повышением активности серы [Zaccarini et al., 2018].

На основании анализа морфологических особенностей индивидов Pt-Fe твердых растворов, отвечающих по составу изоферроплатине и железистой платине, можно утверждать, что их образование происходило совместно с хромшпинелидом, на что указывают многочисленные поверхности совместного роста двух минералов, представляющие собой классическую индукционную штриховку, описанную для совместно растущих минеральных индивидов [Попов, 2011]. Учитывая предложенные ранее модели [Бетехтин, 1935; Толстых и др., 2011], эти Pt-Fe минералы целесообразно относить к парагенезису, сформированному на магматическом этапе становления клинопироксенит-дунитовых массивов при температурах 1310—1090 °С [Zaccarini et al., 2018]. Совокупность морфологических особенностей индивидов минералов магматического парагенезиса [Козлов и др., 2019], прежде всего, широкое присутствие индукционных поверхностей платиноидов с породообразующими минералами, по аналогии с наблюдениями, проведенными для МПГ из россыпей Южного Урала [Зайков и др., 2017], указывают на существенное участие в процессах кристаллизации минералов эвтектических жидкостей (расплавов).

Проведенные нами наблюдения позволили установить, что среди Pt-Fe твердых растворов первоначально происходит кристаллизация железистой платины, затем образуется изоферроплатина. Эти наблюдения отвечают порядку минералообразования, предложенному для дунитов Светлоборского и хромититов Каменушенского массивов [Толстых и др., 2011]. Такой порядок кристаллизации Pt-Fe минералов обусловлен возрастанием фугитивности кислорода в магматическом процессе [Amosse et al., 2000]. Важно отметить, что если закономерности, выявленные при сравнении Pt-Fe минералов из дунитов и более поздних хромититов, без сомнения обусловлены возрастанием ( $f_{O_2}$ ), что согласуется с выводами Ф. Заккарини [Zaccarini et al., 2018], то существенная разница в распространении железистой платины и изоферроплатины в хромититах из разных массивов может свидетельствовать о различных условиях становления дунитового «ядра», содержащего хромититовые жилы, и, вероятно, о разной глубине кристаллизации дунитов.

Кристаллизация Pt-Fe твердых растворов происходит из расплава, содержащего различное для отдельных массивов количество Ir. Первоначально Ir растворен в Pt-Fe твердых растворах, а затем при снижении температуры до 845 °С [Благородные металлы..., 1984] формирует распад твердого раствора в Pt-Fe минералах. По результатам анализа распространенности продуктов распада твердого раствора в Pt-Fe минералах установлена закономерность, что большее содержание распадковых агрегатов иридия характерно для изоферроплатины, а распадковые обособления иридия в железистой платине — редкое явление. Таким образом, подтверждается разделение минералов, образованных в ходе магматического этапа, на платино-железисто-осмиевый с преобладанием железистой платины и изоферроплатиново-иридиевый парагенезисы [Tolstykh et al., 2002, 2005].

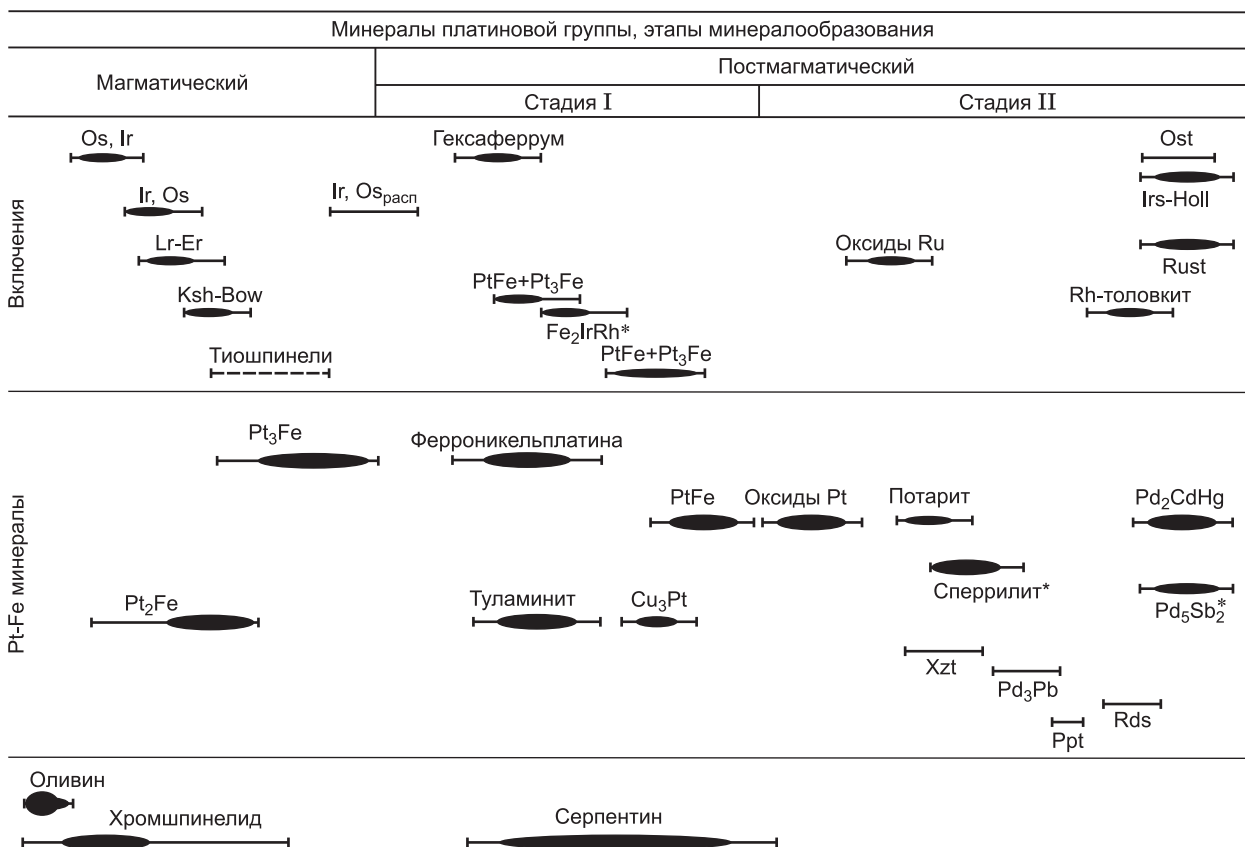
На кристаллизации железистой платины и изоферроплатины заканчивается магматический этап формирования платиноидной минерализации в хромититах. Дальнейшее развитие минералообразования сводится к замещению первичных минералов новообразованными. Свидетельствами окончания кристаллизации из расплава являются хрупкие деформации пинакоидальных кристаллов осмия и пластические деформации Pt-Fe минералов, обусловленные активными тектоническими преобразованиями дунитов и платиносодержащих хромититов в твердом состоянии. Отсутствие признаков деформации у индивидов вторичных минералов группы тетраферроплатины указывает на их образование после активного тектонического преобразования дунитов и хромититов, содержащих МПГ.

К более позднему парагенезису, возникшему на постмагматическом этапе формирования хромит-платиновых оруденения, исходя из характера замещения первичных Pt-Fe минералов, относятся ферроникельплатина, туламинит и тетраферроплатина, что согласуется с данными большинства исследователей [Генкин, 1997; Толстых и др., 2011; Малич и др., 2014; и др.]. Установлено, что по железистой платине преимущественно развивается туламинит, а по минералу, отвечающему по составу изоферроплатине, образуются агрегаты ферроникельплатины. Наиболее поздним минералом является тетраферроплатина, замещающая туламинит в образцах из хромититов Вересовоборского массива. В рамках этого этапа стадии происходит замещение части минералов–включений из магматического парагенезиса. Так, кашинит—бауит замещается тонкокристаллическим агрегатом смеси Pt-Fe минералов. В строении этого новообразованного агрегата принимают участие туламинит, сульфиды Fe и Ni. В конечном счете минералы изоморфного ряда кашинит—бауит замещаются неназванным минералом с формулой  $Pt_3IrRh$  [Толстых и др., 2011]. Осмий подвергается замещению гексаферрумом. Лаурит замещается сложным оксидом рутения с примесью осмия. Отчасти, Pt-Fe минералы замещаются оксидами [Пушкарев и др., 2007; Толстых и др., 2011; Zaccarini et al., 2018]. Формирование описываемого парагенезиса связано, несомненно, с активной серпентинизацией дунитов, что коррелирует с представлениями многих исследователей платиновой минерализации в хромититах клинопироксенит-дунитовых комплексов Среднего Урала [Бетехтин и др., 1935; Генкин, 1997].

На окончательных стадиях развития хромит-платиновых рудных систем происходит формирование парагенезиса минералов с преобладанием сульфидов (куперит, феродсит), сульфоарсенидов (ирарсит, холлингвортит, осарсит, руарсит), плюмбидов (звягинцевит, родплюмсит), амальгам (потарит) ЭПГ, а также Pb- и Te-содержащих минералов. Их индивиды и агрегаты метасоматически замещают как минералы магматического парагенезиса, так и минералы, образование которых связано с процессами серпентинизации.

Таким образом, онтогенез платинометалльного оруденения в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала подразделяется на два этапа: магматический и постмагматический. Постмагматический этап целесообразно разделить на две стадии (рис. 16).

Вопрос образования дунитов платиноносного пояса Урала по настоящее время является дискуссионным, однако последние данные по определению U-Pb возраста цирконов из дунитов [Малич и др., 2009], а также модального  $^{187}Os/^{188}Os$  возраста лаурита и Os-Ir-(Ru) твердых растворов [Малич и др., 2014] позволяют этим авторам поддерживать точку зрения А.А. Ефимова [Ефимов, 2009], предложившего механизм тектонического внедрения уже сформированных в позднерифейское время дунитовых



**Рис. 16. Схема порядка образования минералов платиновой группы в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, с использованием данных [Степанов, 2015].**

Звездочкой отмечены минералы, по [Толстых и др., 2011]. Lr — лаурит, Er — эрликманит, Ksh — кашинит, Bow — баунит, Ost — осарсит, Irs — ирарсит, Holl — холлингвортит, Rust — руарсит, Xzt — ксингцхонгит, Ppt — плюмбопалладинит, Rds — родплюмсит, Pd<sub>3</sub>Pb — звягинцевит. Ir, Os<sub>расп</sub> — распад твердого раствора иридия в изоферроплатине; штриховой линией показан предположительный временной промежуток образования минералов.

тел в структуру дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов. Следовательно, изучение ордовикских магматитов, вмещающих дуниты, не дает возможности моделировать процессы кристаллизации собственно дунитов, что значительно осложняет понимание процессов их генезиса. Ряд исследователей [Johan, 2002; Толстых и др., 2011; Симонов и др., 2013, 2017; Tolstykh et al., 2015] считают, что образование дунитов происходило в ходе дифференциации пикритовых расплавов с ликвационным отделением окисно-рудной жидкости преимущественно хромитового состава [Округин, 2004]. Исходя из генетических взаимоотношений минералов в дунитах и платиносодержащих хромититах, возможно, эта модель наиболее адекватно отражает выявленные особенности.

С учетом результатов датирования дунитов их образование происходило на стадии позднерифейского рифтогенеза в пределах зарождающейся Уральской складчатой области, что аналогично становлению клинопироксенит-дунитовых массивов Алданского щита, пространственно связанных с континентальными рифтами [Ефимов, Таврин, 1978]. При этом для рифтогенных структур пикритовый магматизм в целом является более характерным [Абрамович, 1997], чем для надсубдукционных вулканических дуг, при развитии которых в ордовикское время сформировались структурно-вещественные комплексы, образующие платиноносный пояс Урала.

Одной из важных деталей, позволяющей понять онтогенез платиноидной минерализации в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, является распространение хрупких деформаций в хромшпинелидах и осмии и пластических деформаций в Pt-Fe минералах. Вероятно, эти деформации отражают общий характер мощных тектонических преобразований дунитов на стадии тектонического преобразования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов в ходе процессов формирования Тагило-Магнитогорской мегазоны. Однако А.Н. Заварицкий [1928] связывал развитие хрупких и пластических деформаций в хромшпинелидах и платиновых минералах с процессами серпентиниза-

ции дунитов. Учитывая, что клинопироксенит-дунитовые массивы в раннем палеозое оказались в зоне субдукции, где происходила их проработка гидротермальными растворами, вызвавшая мощную серпентинизацию [Иванов, 2011], можно предполагать, что тектонические преобразования сочетались с метасоматической проработкой. Именно объемное мощное метасоматическое преобразование дунитов с развитием серпентинизированных дунитов привело к формированию минералов вторичного парагенезиса, замещающих первично-магматические Pt-Fe минералы и включения в них.

Образование группы минералов второй стадии постмагматического этапа, в которую входят сульфоарсениды, плюмбиды, амальгамы и сульфиды элементов платиновой группы, а также ртутьсодержащие минералы, с учетом привноса весьма нетипичных для ультраосновных пород элементов: As, Sb, Hg, по-видимому, связано с флюидами, порождаемыми процессами поздней тектономагматической активизации. Так, дуниты Каменушенского массива прорваны гранитами силурийского возраста [Иванов, 1997], содержащими жильные тела гранат-турмалин-мусковитовых гранитовых пегматитов. Аналогичные, значительно более поздние по отношению к породам ультрамафит-мафитовой ассоциации интрузивы развиты на незначительном удалении от большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. Именно их внедрение могло инициировать последнюю стадию серпентинизации с привносом As, Sb, Hg и других элементов. Однако для решения этого вопроса требуется проведение дальнейших специализированных исследований.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С учетом совокупности полученных материалов весь процесс формирования платиновой минерализации разделен на два этапа — магматический и постмагматический. Постмагматический этап подразделяется на две стадии, ввиду значительного отличия особенностей химического состава сформированных в ходе этого этапа минералов. Для каждого этапа и стадии выделены парагенезисы минералов платиновой группы: 1) магматический, в который входят Os-Ir-Ru интерметаллиды, сульфиды рядов эрликманит—лаурит и кашинит—бауит, а также Ir-Rh тиошпинели и Pt-Fe минералы с преобладанием изоферроплатины и железистой платины; 2) парагенезис поздних МПГ, с преобладанием тетраферроплатины, туламинита и ферроникельплатины; 3) парагенезис вторичных минералов, связанный с заключительной стадией процесса серпентинизации, с преобладанием сульфидов, сульфоарсенидов, плюмбидов и амальгам ЭПГ.

Онтогенетические наблюдения над минералами платиновой группы в сочетании с анализом общей тектонической позиции, геологического строения массивов и с учетом материалов ранее опубликованных работ [Ефимов, 2009], в том числе затрагивающих вопросы датирования минералов платиновой группы [Малич и др., 2009, 2014], позволяют предположить, что образование минералов магматического парагенезиса и, прежде всего, большей части Pt-Fe минералов связано с процессами формирования самих интрузивов при рифтогенезе.

В результате проведенных исследований доказано, что формирование вторичных минералов, замещающих МПГ магматического парагенезиса, инициировано процессами серпентинизации дунитов. Однако природа растворов, вызывающих серпентинизацию, на настоящее время остается дискуссионной. В результате исследований авторы пришли к выводу, что образование парагенезиса МПГ с преобладанием тетраферроплатины—туламинита—ферроникельплатины связано с процессами становления Уральской складчатой области на стадии развития островодужных систем в ордовикское время. Этот вывод согласуется с геодинамической моделью становления платиноносного пояса Урала, предложенной К.С. Ивановым [2011]. Процесс образования минералов постмагматического парагенезиса укладывается в палеозойский островодужный этап формирования зональных клинопироксенит-дунитовых массивов, выделенный в результате комплексного изучения платиноносных образований Нижнетагильского массива [Tessalina et al., 2015]. На вопрос, что послужило причиной возникновения минералов второй стадии постмагматического парагенезиса, на настоящее время однозначно ответить не представляется возможным. Можно предполагать, что дуниты зональных массивов неоднократно подвергались серпентинизации, что согласуется с общим сложным характером тектонической истории платиноносного пояса Урала. Однако выявление связи разных парагенезисов МПГ с разными этапами серпентинизации требует проведения детальных специализированных исследований.

Авторы благодарны Э.М. Спиридонову и Н.Д. Толстых за замечания, которые способствовали улучшению работы. Мы признательны сотрудникам отдела петрологии Всероссийского геологического института Л.Н. Шарпенко и Е.А. Кухаренко за помощь в подготовке рукописи. За помощь в интерпретации онтогенетических наблюдений авторы благодарят сотрудников Института минералогии УрО РАН В.А. Попова и В.И. Попову.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы № 0393-2016-0019 государственного задания ИГГ УрО РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00151/18.

## ЛИТЕРАТУРА

**Абрамович И.И.** Основы геодинимического анализа при геологическом картировании. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1997, 518 с.

**Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н.** Феродсит (Fe, Rh, Ir, Ni, Cu, Co, Pt)<sub>0,3</sub>S<sub>8</sub> — новый минерал из Нижнетагильского ультраосновного массива // Новые данные о минералах, 2016, вып. 51, с. 8—11.

**Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П.** Минералы ряда эрликманит—лаурит и холлингвортит—ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО, 1976, т. 105, № 2, с. 213—218.

**Бетехтин А.Г.** Платина и другие минералы платиновой группы. М., Изд-во АН СССР, 1935, 148 с.

**Благородные металлы** / Ред. Е.М. Савицкий. М., Металлургия, 1984, 592 с.

**Бритвин С.Н., Доливо-Добровольский Д.В., Кржижановская М.Г.** Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Зап. РМО, 2017, т. 146, № 3, с. 104—107.

**Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.** Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, 2007, № 4, с. 73—101.

**Высоцкий Н.К.** Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. Труды Геологического комитета. Нов. сер., СПб., 1913, № 62, 692 с.

**Генкин А.Д.** Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 1, с. 41—48.

**Ефимов А.А.** Платиноносный пояс Урала: современное состояние представлений о геологии, природе и истории формирования уникального российского объекта // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, 2009, т. 1, с. 176—179.

**Ефимов А.А., Таврин И.Ф.** О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 991—994.

**Заварицкий А.Н.** Коренные месторождения платины на Урале. Л., Изд-во Геологического комитета, 1928, 56 с.

**Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А.** Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала // Минералогия, 2017, т. 3, № 4, с. 51—56.

**Зайцев А.М.** Месторождения платины на Урале. Томск, Издательский дом М.Н. Кононова и И.Ф. Скулимовского, 1898, 74 с.

**Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.** ПлатинOMETалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, ОАО «Уральская геолого-съёмочная экспедиция», 2001, 199 с.

**Иванов К.С.** Генезис хром-платинового оруденения уральского (нижнетагильского) типа // ДАН, 2011, т. 441, № 2, с. 224—226.

**Иванов О.К.** Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, Изд-во Урал. ун-та, 1997, 488 с.

**Карпинский А.П.** О коренном месторождении платины на Урале // Зап. АН, 1893, т. 71, с. 222—229.

**Карпинский А.П.** О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа // Изв. АН СССР. VI серия, 1926, т. 20, вып. 1-2, с. 159—170.

**Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П.** Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. М., НИИ НИГРИЗолото МЦМ СССР, 1956, 112 с.

**Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М.** Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-гипербазитовых комплексах урало-алаянского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений, 2011, т. 53, № 5, с. 419—437.

**Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М.** Онтотгенетические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Зап. РМО, 2019, т. 148, № 2, с. 115—130.

**Кутырев А.В., Сидоров Е.Г., Антонов А.В., Чубаров В.М.** ПлатинOMETалльная ассоциация ручья Прижимный (Корякское нагорье) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (8), с. 1164—1175.

**Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.** ПлатинOMETалльная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л., Недра, 1992, 217 с.

**Локерман А.А.** Рассказ о самых стойких. М., Знание, 1982, 192 с.

**Малахов И.А., Малахова Л.В.** Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, Изд-во УФАИ СССР, 1970, 166 с.

- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.** Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижнетагильского массива (платиноносный пояс Урала) // ДАН, 2009, т. 427, № 1, с. 101—105.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Хиллер В.В.** Химический состав и осмиево-изотопная систематика благороднометалльного оруденения зонального Нижнетагильского массива (Свердловская область, Россия) // Труды ИГГ УрО РАН, 2014, вып. 161, с. 316—321.
- Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В.** Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Вестн. УрО РМО, 2015, № 12, с. 65—83.
- Мосин К.И.** История добычи платины на Урале. Нижняя Тура, Нижнетуринская типография, 2002, 246 с.
- Мочалов А.Г.** Модель происхождения минералов платиновой группы в габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексах Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 3, с. 171—188.
- Округин А.В.** Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63—75.
- Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю.** Самородный иридий Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Материалы конференции «Уральская минералогическая школа 2016». Миасс, ИМин УрО РАН, 2016, с. 81—84.
- Подлипский М.Ю., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Кривенко А.П.** Кобальтсодержащий маланит и другие тиошпинели платины из россыпных проявлений реки Майор (Камчатка) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 645—648.
- Попов В.А.** Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2011, 167 с.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.** Хром-платиновое оруденение нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера, 2007, № 3, с. 28—65.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 1118 с.
- Рудашевский Н.С.** Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Зап. ВМО, 1978, т. 116, № 2, с. 222—235.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д.** Гальмоэнанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М., Научный мир, 2012, 288 с.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В.** Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // ДАН, 2013, т. 499, № 6, с. 692—695.
- Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Приходько В.С.** Эволюция магматических расплавов при формировании платиноносных ультраосновных массивов на Сибирской платформе // Геология и минерагения Северной Евразии. Материалы совещания, приуроченного к 60-летию ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, ИПЦ НГУ, 2017, с. 215—216.
- Степанов С.Ю.** Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Материалы конференции «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс, ИМин УрО РАН, 2015, с. 182—186.
- Степанов С.Ю., Малич К.Н.** О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс, ИМин УрО РАН, 2016, с. 228—232.
- Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А.** Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Зап. Горного института, 2015, т. 211, № 1, с. 22—28.
- Степанов С.Ю., Малич К.Н., Козлов А.В., Баданина И.Ю., Антонов А.В.** Платиноидная минерализация Светлоборского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // Геология рудных месторождений, 2017, т. 59, № 3, с. 238—250.
- Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Варламов Д.А., Козлов А.В., Ханин Д.А., Антонов А.В.** Минералы платиновой группы из делювиальной россыпи реки Вересовка, Вересовоборский клинопироксенит-дунитовый массив (Средний Урал) // Зап. РМО, 2018, т. 147, № 5, с. 40—60.
- Телегин Ю.М., Телегина Т.В., Толстых Н.Д.** Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы Третьей международной конференции. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2009, т. 2, с. 212—215.
- Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П.** Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (6), с. 775—793.

**Трушин С.И., Осецкий А.И., Черепанов А.В., Корнеев А.В.** Поиски рудной платины на Урале с использованием скважин большого диаметра // Разведка и охрана недр, 2017, № 2, с. 40—42.

**Amosse J., Dable P., Allibert M.** Thermochemical behaviour of Pt, Ir, Rh, and Ru vs  $f_{O_2}$  and  $f_{S_2}$  in a basaltic melt. Implications for the differentiation and precipitation of these elements // Miner. Petrol., 2000, v. 68, p. 29—62.

**Anikina E.V., Malitch K.N., Pushkarev E.V., Shmelev V.R.** The Nizhny Tagil and Volkovsky massifs of the Uralian Platinum Belt, and related deposits. Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg, IGG UB RAS, 2014, 48 p.

**Auge T., Genna A., Legendre O., Ivanov K.S., Volchenko Yu.A.** Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Urals, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Econ. Geol., 2005, v. 100, p. 707—732.

**Brenan J., Andrews D.** High-temperature stability of laurite and Ru-Os-Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas // Can. Mineral., 2001, v. 39, № 2, p. 341—360.

**Cabri L.J., Feather C.E.** Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Can. Mineral., 1975, v. 13, № 2, p. 117—126.

**Duparc L., Tikhonowitch M.** Le platine et les gites platiniferes de l'Oural et du Monde. Geneve, 1920, 542 p.

**Harris D.C., Cabri L.J.** Nomenclature of platinum-group-element alloys: Review and revision // Can. Mineral., 1991, v. 29, № 2, p. 231—237.

**Johan Z.** Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // The geology, geochemistry and mineral beneficiation of platinum-group elements / Ed. L.J. Cabri. Can. Inst. Mining, Metallurgy and Petroleum, Montreal, 2002, special volume 54, p. 669—719.

**Johan Z., Ohnenstetter M., Fisher W., Amosse J.** Platinum-group minerals from the Durance River Alluvium, France // Miner. Petrol., 1990, v. 42, p. 287—306.

**Legendre O., Auge T.** Alluvial platinum-group minerals from the Manampotsy area, East Madagascar // Austral. J. Earth Sci., 1992, v. 39, p. 389—404.

**Makovicky M., Makovicky E., Rose-Hansen J.** The phase system Rh-Ni-Fe-S (Fe:Ni = 1:1) at 900 °C and 500 °C // IAGOD Symposium, France, Orleans: Terra Abstr., 1993, v. 3, 31 p.

**Malitch K.N., Thalhammer O.A.R.** Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canad. Miner., 2002, v. 40, № 2, p. 395—418.

**Nixon G., Cabri L.J., Laflamme J.H.G.** Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // Canad. Miner., 1990, v. 28, p. 503—535.

**Peregoedova A., Ohnenstetter M.** Collectors of Pt, Pd and Rh in a S-poor Fe-Ni-Cu sulfide system at 760 °C: experimental data and application to ore deposits // Canad. Miner., 2002, v. 40, № 2, p. 527—561.

**Sidorov E.G., Kutyrev A.V., Zhitova E.S., Chubarov V.M., Khanin D.A.** Origin of platinum-group mineral assemblages from placers in rivers draining from the Ural-Alaskan type Itchayvayamsky ultramafics // Canad. Miner., 2019, v. 57, № 1, p. 91—104.

**Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Kiseleva D.V.** Platinum-group minerals of Pt-placer deposits associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan type massif, Middle Urals, Russia // Minerals, 2019, v. 9, № 2, p. 77.

**Tessalina S.G., Malitch K.N., Auge T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A.** Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite—dunite massif, Uralian Platinum Belt, Russia: Insights from PGE and Os isotope systematics // J. Petrol., 2015, v. 56, № 12, p. 2295—2318.

**Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M.** Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // Ore Geol. Rev., 2002, v. 20, № 1, p. 1—25.

**Tolstykh N., Sidorov E.G., Krivenko A.P.** Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // Mineral. Ass. Can. Short Course 35, Oulu, Finland, 2005, p. 113—143.

**Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu.** Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // Ore Geol. Rev., 2015, v. 67, p. 234—243.

**Weiser T., Schmidt-Thome M.** Platinum-group minerals from the Santiago River, Esmeraldas province, Ecuador // Canad. Miner., 1993, v. 31, p. 61—73.

**Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O.** Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals // Minerals, 2018, v. 8, № 9, p. 1—21.