

УДК 553.3.071:550.42(571.51:470.5)

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕГО УРАЛА ПО ДАННЫМ РАДИОГЕННЫХ (Re-Os, Pt-Os) И СТАБИЛЬНЫХ (Cu, S) ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ

К.Н. Малич¹, И.С. Пухтель², И.Ю. Баданина¹, С.Л. Вотяков¹, Н.Г. Солошенко¹,
Е.А. Белоусова³, Т.А. Веливецкая⁴, А.В. Игнатьев⁴

¹Институт геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620110, Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15, Россия

²Университет штата Мэриленд, Колледж Парк, MD 20742, США

³Университет Макуори, Сидней, NSW 2109, Австралия

⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Понимание главных событий платинометалльного рудообразования невозможно без анализа источников и поведения главных рудообразующих компонентов, а именно платины, осмия, серы и меди, являющихся важными индикаторами магматических и гидротермальных процессов. В отличие от Re-Os изотопной системы, изотопные системы Pt-Os, меди и серы платинометалльных месторождений до сих пор остаются слабоизученными. Выполненное нами комплексное исследование направлено на частичное восполнение данного пробела. В статье представлен обширный набор данных, включая: 1) содержания сильносидерофильных элементов (ССЭ) в породах и минералах платиновой группы (МППГ), 2) Re-Os и Pt-Os изотопные вариации в хромитите, Os-Ir сплавах и Ru-Os сульфидах, 3) изотопный состав серы Ru-Os и Ir-Rh сульфидов в составе первичных и вторичных минеральных ассоциаций МППГ, 4) изотопный состав меди Pt-Fe минералов из хромититов и россыпных месторождений Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в Полярной Сибири и зональных Нижнетагильского и Светлогорского клинопироксенит-дунитовых массивов на Среднем Урале. При проведении исследований были использованы сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ и прецизионные изотопно-геохимические методы анализа. Высокоточные Re-Os и Pt-Os изотопные данные свидетельствуют, что содержания ССЭ в хромититах и МППГ Гулинского массива в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал с околохондритовыми интегрированными по времени Re/Os и Pt/Os отношениями, характерными также для источников большинства коматитов и абиссальных перидотитов. Значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для изученных образцов железистой платины и изоферроплатины в пределах погрешности неотличимы друг от друга и характеризуются изотопными составами меди, близкими к 0 ‰, что типично для высокотемпературных Cu-содержащих минералов. Особенности изотопного состава серы Ir-Rh сульфидов ряда кашинит—боуит и Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит в составе первичных ассоциаций МППГ свидетельствуют в пользу ее источника с хондритовым изотопным составом, что находится в согласии с данными по изотопному составу осмия для Ru-Os сульфидов и Os-Ir сплавов. Изотопно-тяжелый состав серы ($\delta^{34}\text{S} = 5.6 \pm 1.5 \text{ ‰}$) As-содержащего эрликманита согласуется с его вторичным происхождением. Выявленные особенности изотопного состава осмия, платины, меди и серы могут быть использованы в качестве новых дополнительных параметров, характеризующих условия образования платиноидной минерализации.

Минералы платиновой группы, хромититы, платинометалльные месторождения, Re-Os, Pt-Os, S-Cu изотопные системы, источники рудного вещества, условия образования, Полярная Сибирь, Средний Урал

SOURCES OF ORE MATERIAL IN THE PLATINUM-GROUP ELEMENT DEPOSITS OF POLAR SIBERIA AND THE MIDDLE URALS BASED ON THE DATA FROM RADIOGENIC (Re-Os, Pt-Os) AND STABLE (Cu, S) ISOTOPES

K.N. Malitch, I.S. Puchtel, I.Yu. Badanina, S.L. Votyakov, N.G. Soloshenko,
E.A. Belousova, T.A. Velivetskaya, A.V. Ignatiev

Understanding the main events of platinum-group element (PGE) ore formation is impossible without analysis of the sources and behavior of major ore-forming components, namely, platinum, osmium, sulfur, and copper, which are important indicators of magmatic and hydrothermal processes. In contrast to the Re-Os isotope system, the radiogenic Pt-Os isotope system, as well as stable isotopes of Cu and S in PGE deposits, are still relatively understudied. Our comprehensive research is aimed at filling this gap. The paper presents data for

the Guli massif of ultramafic and alkaline rocks and carbonatites in Polar Siberia and on the zonal Nizhny Tagil and Svetly Bor clinopyroxenite–dunite massifs in the Middle Urals, which include: (1) the contents of the highly siderophile elements (HSE) in whole rocks and platinum-group minerals (PGM), (2) the Re–Os and Pt–Os isotope systematics of chromitite, Os–Ir alloys, and Ru–Os sulfides, (3) the sulfur isotope composition in Ru–Os and Ir–Rh sulfides in primary and secondary PGM assemblages, and (4) the copper isotope composition in Pt–Fe minerals from chromitites and placers. The research was performed using scanning electron microscopy, electron probe microanalysis, and high-precision isotope-geochemical analysis. The high-precision Re–Os and Pt–Os isotope data show that the HSE contents in chromitites and PGM of the Guli massif were controlled by the composition of the mantle source that evolved with near-chondritic time-integrated Re/Os and Pt/Os ratios, which are also typical of the sources of most komatiites and abyssal peridotites. The $\delta^{65}\text{Cu}$ values of the studied samples of ferroan platinum and isoferroplatinum are identical within the analytical uncertainty and are close to 0‰, which is typical of high-temperature Cu-containing minerals. The sulfur isotope compositions of the Ir–Rh sulfides of the kashinite–bowieite series and of the Ru–Os sulfides of the laurite–erlichmanite series in the primary PGM assemblages indicate that the source of sulfur has a chondritic isotope composition, which is in agreement with the osmium isotope composition of the Ru–Os sulfides and Os–Ir alloys. The heavy sulfur isotope composition ($\delta^{34}\text{S} = 5.6 \pm 1.5\text{‰}$) of As-containing erlichmanite is consistent with its secondary origin. The new data on the isotope compositions of osmium, copper, and sulfur can be used as new important parameters that characterize the sources of PGE mineralization.

Platinum-group minerals, chromitite, platinum-group element deposits, Re–Os, Pt–Os, and S–Cu isotope systems, source of ore material, formation conditions, Polar Siberia, Middle Urals

ВВЕДЕНИЕ

Значительная часть россыпных благороднометалльных месторождений, тесно связанных с клинопироксенит–дунитовыми массивами, часто называемых зональными, а также массивами урало-аляскинского и алданского типов, сосредоточена в России (Урал, Дальний Восток, Восточная Сибирь). Главным минералообразующим элементом в них является платина. С уникальным Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы связаны крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота [Малич, Лопатин, 1997; Малич и др., 1998; Малич, 1999; Сазонов и др., 2001]. Ультрамафиты и платиноидная минерализация Гулинского массива обладают чертами сходства с таковыми платиноносных клинопироксенит–дунитовых массивов Алдана, Урала, Дальнего Востока, Аляски, Британской Колумбии, Восточной Австралии и офиолитовых дунит–гарцбургитовых массивов Урала, Корякии, Тасмании, Новой Каледонии и других регионов. С первыми их сближает парагенетическая ассоциация пород (дуниты, хромититы, верлиты и клинопироксениты) и значительный россыпеобразующий потенциал (первые десятки тонн полезного компонента), со вторыми — значительный площадной размер коренных выходов ультрамафитов (сотни квадратных километров) и металлогеническая специализация на платиноиды Ir-группы (Os, Ir, Ru). Значительные прогнозные ресурсы благородных металлов (около 20 т) в комплексных золото–платиноидных россыпях Гулинского массива позволили по-новому оценить металлогенический потенциал Маймеча-Котуйской провинции [Малич и др., 1996, 1998], традиционно перспективной на апатит–магнетитовые и флогопитовые руды, нефелиновое сырье и редкоземельные элементы, ассоциирующие с ийолит–карбонатитовыми массивами маймеча–котуйского комплекса [Егоров, 1991].

Несмотря на длительное изучение клинопироксенит–дунитовых массивов и связанных с ними платинометалльных россыпных месторождений, проблемы генезиса пород и руд, источников силикатного и рудного вещества, время и способ формирования платинометалльного оруденения трактуются различно, оставаясь предметом непрекращающихся дискуссий на протяжении XX столетия и до настоящего времени. Дискуссия об образовании ультрамафитов исследуемых массивов по сути сводится к нескольким конкурирующим точкам зрения. Первой придерживаются сторонники магматического происхождения дунитов при глубинной дифференциации ультраосновного расплава [Егоров, 1991; Когарко и др., 1994; Иванов, 1997]. Вторая точка зрения объединяет сторонников автономности ультрамафитов в рамках представлений: а) существования и эволюции самостоятельной пикритовой магмы [Васильев, Золотухин, 1975; Симонов и др., 2011, 2017, 2019]; б) флюидно–реститогенной модели [Ланда, Ляпунов, 1984; Рудашевский, 1989; Малич, 1999] и в) метасоматического происхождения дунитов за счет первичного ультраосновного протолита [Ефимов, 1966]. Идея о генетическом единстве дунитов в составе зональных платиноносных массивов Урала и Алдана, а также Гулинского массива Маймеча–Котуйской провинции была предложена А.А. Ефимовым [1966]. Однако различная рудная специализация благороднометалльных месторождений на Среднем Урале и в Полярной Сибири оставляет открытым вопрос о процессах, в результате которых они были образованы и, соответственно, вопрос о ведущем процессе в формировании рудной минерализации также остается дискуссионным.

Наиболее распространенными являются модели, предполагающие образование Pt-Fe минералов из магматических расплавов, сформировавших ультраосновные породы зональных массивов [Garuti et al., 2002, 2003; Округин, 2004, 2011; Augé et al., 2005; Johan, 2006; Толстых и др., 2011, Tolstykh et al., 2015]. Есть сторонники флюидно-реститогенной [Рудашевский, 1989], метаморфогенной [Малахов, 1999] и пневматолито-гидротермальной [Генкин и др., 1997; Пушкарев и др., 2015; и др.] моделей образования платиноидных руд. Полистадийная модель, разработанная А.Г. Мочаловым [2013], включает несколько этапов рудообразования: магматогенный платиновый; магматогенно-флюидно-метасоматический платиновый и осмисто-платиновый; флюидно-метаморфогенный иридисто-платиновый; гидротермально-метасоматический платиномедный. Несмотря на многообразие точек зрения на происхождение платиноидной минерализации, многими исследователями признается важная роль флюидов в процессе платинометалльного рудообразования [Рудашевский, 1989; Золоев и др., 2001; Мочалов и др., 2002; Johan, 2002; Толстых и др., 2011; Сидоров и др., 2012; Пушкарев и др., 2015]. На эмпирическом и экспериментальном материале показана возможность низкотемпературного гидротермального генезиса минералов платиновой группы (МПГ) при температурах от 500 до < 100 °C [Evstigneeva, Tarkian, 1996; Distler et al., 2000].

Понимание главных этапов платинометалльного рудообразования невозможно без анализа источников и поведения главных рудообразующих компонентов, слагающих платиноидные руды и платинометалльную минерализацию, а именно платины, осмия, серы и меди, являющихся важными индикаторами мантийных, магматических и гидротермальных процессов на Земле и в Солнечной системе [Faurge, Mensing, 2005]. В отличие от большого числа опубликованных Re-Os изотопных данных, которые позволили охарактеризовать различные источники вещества и полистадийную природу благороднометалльного минералообразования [Костоянов, 1998; Малич, Костоянов, 1999; Tessalina et al., 2015; Malitch et al., 2020], изотопная систематика Pt-Os, серы и меди для платиноидной минерализации данного типа геологических объектов до сих пор остается слабоизученной. Первые Pt-Os изотопные данные были получены на примере Os-содержащих сплавов Кондерского клинопироксенит-дунитового массива на Алдане [Luguet et al., 2019]; результаты изучения изотопного состава серы и меди впервые обсуждаются на примере Ru-Os сульфидов Гулинского массива и Pt-Fe минералов Нижнетагильского массива соответственно [Малич и др., 2022, 2023]. Вышеназванные пионерские исследования позволили по-новому охарактеризовать источники рудного вещества для трех уникальных благороднометалльных месторождений в составе Алданской, Маймеча-Котуйской и Уральской провинций.

С целью выявления источников рудного вещества платиноидной минерализации, связанной с клинопироксенит-дунитовыми массивами, нами выполнено комплексное минералого-геохимическое и изотопно-геохимическое исследование, включающее определение: 1) содержаний сильносидерофильных элементов (ССЭ) в породах и минералах платиновой группы, а также Re-Os и Pt-Os изотопных вариаций в хромитите, Os-Ir сплавах и Ru-Os сульфидах ряда лаурит—эриксманит; 2) изотопного состава серы Ru-Os и Ir-Rh сульфидов в составе первичных и вторичных минеральных ассоциаций МПГ; 3) изотопного состава меди Pt-Fe минералов из хромититов и россыпных месторождений Гулинского массива в Полярной Сибири, Нижнетагильского и Светлоборского массивов на Среднем Урале. Это исследование является частью крупномасштабной задачи по выявлению происхождения благороднометалльных месторождений складчатых областей и платформ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ

Благороднометалльные месторождения в Полярной Сибири и на Среднем Урале имеют черты как сходства, так и различия. В частности, Гулинский массив ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов контролируется Таймыро-Байкальской и Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами. В обнаженной части массив сложен главным образом дунитами, хромититами, верлитами и клинопироксенитами в составе гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса (рис. 1). Преобладающие дуниты образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10—15 км, занимая площадь около 450 км². В юго-западной части они перекрыты толщей меймечитов — ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной — прорваны штокообразными телами маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса площадью около 30 км² (см. рис. 1). По данным Л.Н. Когарко и Р.Е. Цартмана [Kogarko, Zartman, 2007], $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ возраст пород Гулинского массива составляет 250.0 ± 8.7 млн лет, что свидетельствует об их синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7 ± 0.6 — 250.3 ± 1.1 млн лет [Reichow et al., 2009]).

Установленный набор минералов платиновой группы в дунитах и хромититах Гулинского массива и ассоциирующих с ним благороднометалльных россыпях, за исключением ряда редких из них [Балмасова и др., 1992; Малич, Рудашевский, 1992; Малич и др., 1995; Малич, Лопатин, 1997; Малич, Оже, 1998], соответствует списку МПГ из россыпных месторождений, связанных с зональными клинопирок-

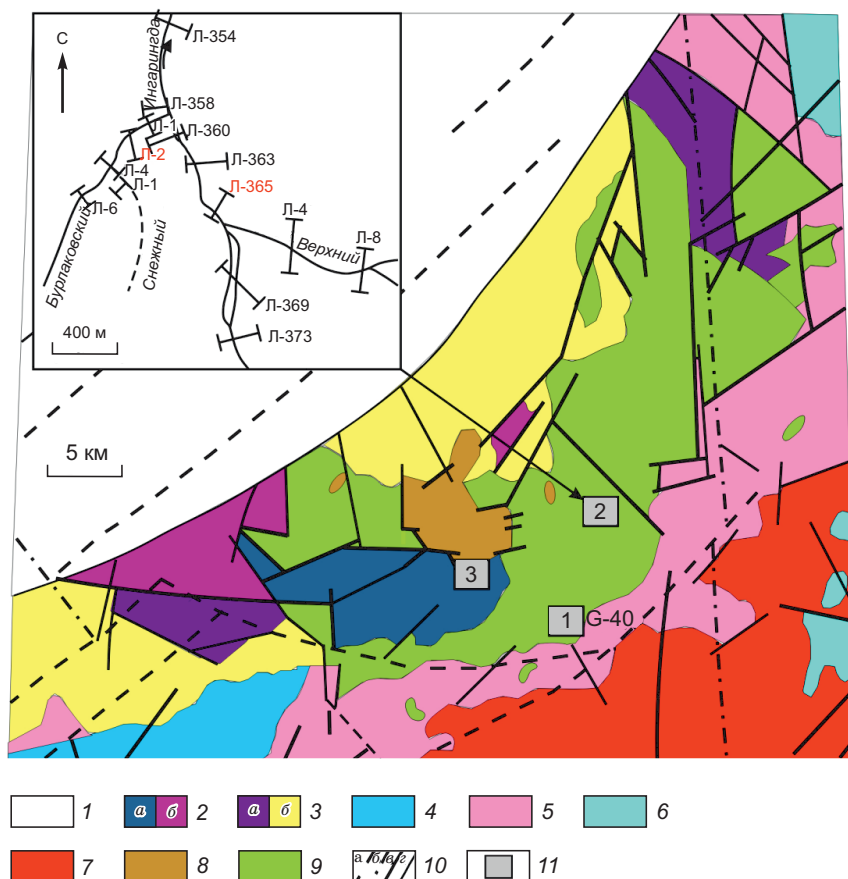


Рис. 1. Схема геологического строения Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатами, по [Малич, Лопатин, 1997].

На врезке красным цветом отмечены поисковые линии (Л-365, р. Ингарингда и Л-2, руч. Бурлаковский), из которых взяты образцы МПГ.

1 — терригенные осадки (J_3 — K_1) Хатангского прогиба; 2 — пикрит-меймечитовый комплекс (T_{1-2}), меймечиты и порфировые пикриты: а — меймечитской свиты, б — субвулканической и дайковой фации; 3 — дельканская свита (T_1): а — трахибазальты и андезиты, б — авгититы, лимбургиты и нефелиниты; 4 — тыванкитская свита (T_1): трахибазальты и трахиандезитобазальты; 5 — коготокская свита (T_1): базальты; 6 — арыджанская свита (P_2 — T_1): щелочные пириты, фойдиты и щелочные лейкобазальты; 7 — правобоярская свита (P_2 — T_1): пирокластические породы основного состава; 8 — ийолит-карбонатитовый комплекс (T_2): щелочно-ультраосновные, щелочные породы и карбонаты; 9 — клинопироксенит-дунитовый комплекс (T_{1-2}): дуниты, хромититы и клинопироксениты; 10 — разломы: а — Енисей-Котуйская система, разделяющая надпорядковые структуры; б — Саяно-Анабарская система, разделяющая крупные блоки и платформы; в — фундамента платформы, магмоконтролирующие и г — платформенного чехла; 11 — места отбора образцов.

сенит-дунитовыми массивами [Мочалов, 1994; Cabri et al., 1996; Россыпные месторождения..., 1997; Okrugin, 1998; Tolstykh et al., 2002, 2005; Степанов и др., 2017; Kutyrev et al., 2021; Sidorov et al., 2021]. В то же время процентное соотношение встречаемости Pt-Fe и Os-(Ir-Ru) твердых растворов в россыпях Гулинского массива не соответствует ранее известным, подчеркивая этим уникальность их иридиево-осмиевой специализации. Подавляющее большинство минералов платиноидов из хромититов и благороднометалльных россыпей Гулинского массива представлено Os-Ir сплавами, которые преобладают над Pt-Fe сплавами, Ru-Os сульфидами и другими МПГ. Изменчивость состава осмиевых минералов обусловлена замещением в твердом растворе осмия иридием и реже рутением, что также характерно для Os-Ir сплавов, образующих включения в железоплатиновых твердых растворах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Алданской и Уральской провинций. В резко подчиненном количестве выявлены три типа полиминеральных ассоциаций, состоящих из: 1) минералов осмия и иридия, Ru-Os сульфидов изоморфного ряда лаурит (RuS_2)—эрликманит (OsS_2), купроиридсита ($CuIr_2S_4$) и эрликманита (OsS_2) [Malitch, Thalhammer, 2002]; 2) железистой платины с включениями лаурита (RuS_2), Os-Ru-Ir сплавов, мончеита ($PtTe_2$), маланита ($CuPt_2S_4$) и некоторых других МПГ [Malitch et al., 2002]; 3) Os-Ir сплава и As-содержащего эрликманита, составляющих ядро и краевую оторочку соответственно.

Выполненное исследование базируется на образцах: а) хромититов с ярко выраженным подформным характером залегания в дунитах, выявленных в истоках р. Ингарингда в южной части Гулинского массива (см. рис. 1, обр. G-40); б) минералов осмия, Ru-Os сульфидов и Pt-Fe минералов из четвертичных отложений верхнего течения р. Ингарингда (поисковая линия 365), ручья Бурлаковский (поисковая линия 2, см. рис. 1, врезка), левого притока р. Ингарингда, расположенных в южной части массива, и р. Гулэ (поисковая линия 350, см. рис. 1, участок отбора образцов 3) в западной части массива.

С Нижнетагильским и Светлоборским клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала (рис. 2, 3) связаны промышленные россыпные месторождения платины, из которых было добыто около 380 т платины [Мосин, 2002]. Данные зональные массивы входят в состав платиноносного пояса Урала, представляющего собой цепь зональных массивов, простирающихся вдоль 60-го меридиана более чем на 900 км. Общей геологической особенностью Нижнетагильского и Светлоборского массивов является наличие дунитового ядра в центральной части, которое окружено клинопироксенитовой оторочкой.

Большая часть хромит-платиновых проявлений Нижнетагильского массива локализована вдоль западного и юго-западного склонов и подножия горы Соловьева [Заварицкий, 1928; Золоев и др., 2001]. В этой части массива выявлены наиболее значимые платиновые месторождения (Госшахта, Крутой лог, Александровский лог), маркирующие зону перехода между пегматоидными и крупнозернистыми дунитами центральной части массива и средне- и мелкозернистыми разновидностями дунитов периферии. Значительная часть хромититов обогащена платиноидами (1480.7—2682.0 мг/т [Малич и др., 2011]), где платина (1297—2434 мг/т) доминирует над другими элементами платиновой группы (ЭПГ). Из-за небольших размеров хромит-платиновых рудопоявлений они не имеют промышленной значимости. Подавляющее большинство МПГ представлено Pt-Fe минералами, среди которых доминируют высокотемпературные железистая платина (Pt_2Fe) и изоферроплатина (Pt_3Fe). Наложенный низкотемпературный парагенезис МПГ представлен твердыми растворами ряда тетраферроплатина ($PtFe$)—туламинит ($PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$). В нашем исследовании изучены Pt-Fe минералы и лаурит из прожилково-вкрапленных разновидностей хромититов, приуроченных к краевым участкам развития крупнозернистых дунитов центральной части массива в районе Александровского лога (см. рис. 2), а также россыпного проявления Новый лог, расположенного в 5 км к западу от Нижнетагильского массива.

Значительная часть Светлоборского массива сложена среднемелкозернистыми дунитами, среди которых выделяются отдельные участки среднезернистых дунитов (см. рис. 3). В результате поисково-оценочных работ в пределах дунитового ядра Светлоборского массива был выявлен ряд участков, перспективных на выявление коренного платинометалльного оруденения [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Козлов и др., 2011]. Обоснование приуроченности хромит-платиновых рудных тел к границам между различными по зернистости дунитами в составе Светлоборского (рудопоявление Вершинное, см. рис. 3) массива является наглядным свидетельством успешности локального прогноза платиноносности в объектах данного типа [Малич и др., 2015; Степанов и др., 2017]. Химический состав Pt-Fe сплавов близок к стехиометрии Pt_3Fe (где Pt равна сумме ат. % ЭПГ; Fe равно сумме ат. % железа, меди и никеля), а также соответствует туламиниту ($PtFe_{0.5}Cu_{0.5}$) или тетраферроплатине ($PtFe$). Отличительной особенностью минеральных ассоциаций платиноидов Светлоборского массива является широкое развитие промежуточных разновидностей сульфидов ряда лаурит—эрликманит (RuS_2 — OsS_2), кашинит—боуит (Ir_2S_3 — Rh_2S_3) и Ir-Rh тиошпинелей ряда купроиридсит ($CuIr_2S_4$)—купородсит ($CuRh_2S_4$), свидетельствующими о высокой активности серы в процессе платиноидного рудообразования [Малич и др., 2015, 2017]. Выбранные для исследования образцы Pt-Fe минералов и ассоциирующие с ними Ru-Os сульфиды ряда лаурит—эрликманит и Ir-Rh сульфиды ряда кашинит—боуит характеризуют аллювиальные отложения и массивные хромититы в южной части массива.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления типоморфных особенностей кристаллических индивидов и полиминеральных ассоциаций главных видов платиновых элементов (Pt-Fe минералов, Os-Ir сплавов, Ru-Os сульфидов ряда лаурит RuS_2 —эрликманит OsS_2 , Ir-Rh сульфидов ряда кашинит Ir_2S_3 —боуит Rh_2S_3 и др.) из хромититов и россыпей использован комплекс методов, включающий сканирующую электронную микроскопию (JEOL-JSM6390LV) и рентгеноспектральный микроанализ (PCMA) с использованием микроанализатора CAMECA SX-100, оснащенного пятью волновыми спектрометрами (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: OsM_α , IrL_α , RuL_α , RhL_α , PtL_α , PdL_β , NiK_α (все чистые металлы), FeK_α , CuK_α , SK_α (халькопирит), AsL_α — сплав InAs; проведен учет спектральных наложений линий (RuL_α на AsL_α ; RuL_β на RhL_α ; IrL_α на CuK_α и др.). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов — 20 нА, длительность измерения интенсивности на пике 10 с, на фоне

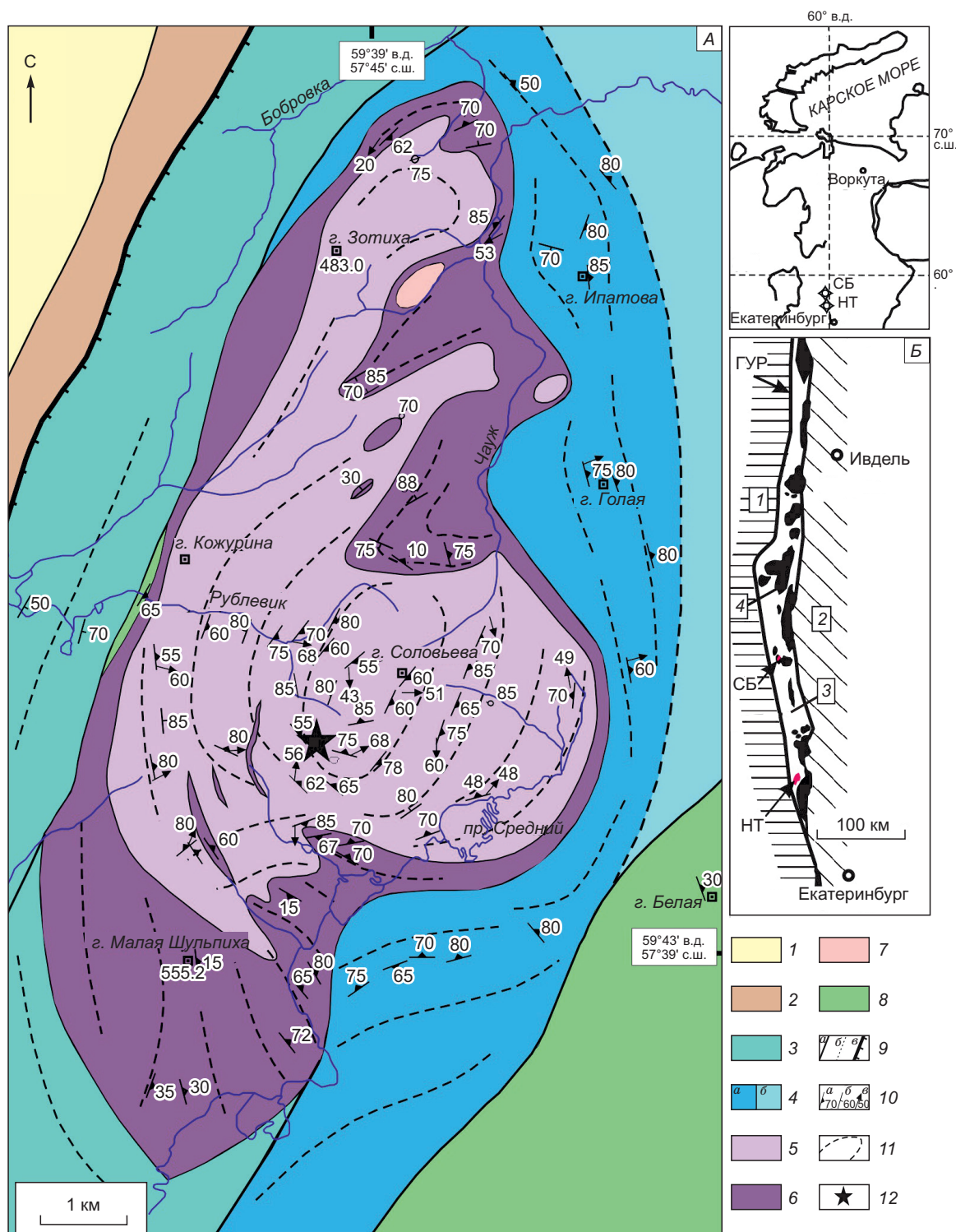
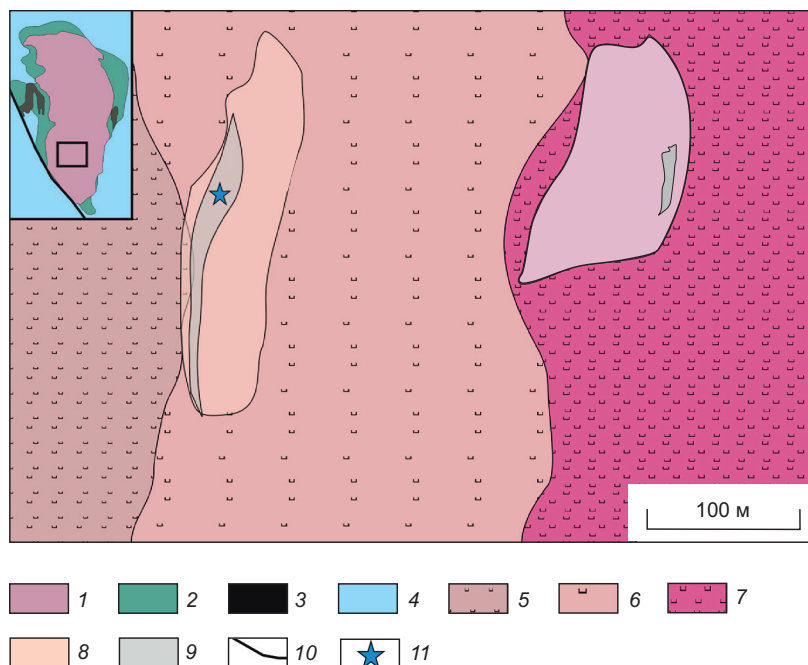


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Нижнетагильского платиноносного массива, по [Шмелев, Филиппова, 2010].

А: 1, 2 — шельфовые (S_2-D_2) (1) и континентально-склоновые (O_{1-2}) (2) осадочные образования; 3 — базальты, андезитобазальты, зеленые сланцы ($O_{2-3}?$); 4 — метабазальтоиды (O_3-S_1): а — мелкозернистые амфибол-плаггиоклазовые породы («кытлымиты»), б — амфиболиты; 5–7 — Нижнетагильский массив: 5 — дуниты, б — клинопироксениты и верлиты, 7 — тылаиты; 8 — габбро-пироксенитовый комплекс; 9 — геологические границы: а — межформационные, б — внутриформационные, в — тектонические; 10 — элементы залегания (град.): а — полосчатость и минеральная уплощенность, б — сланцеватость, в — линейность; 11 — генерализованная ориентировка плоскостных структур; 12 — место отбора образцов хромититов из месторождения Александровский лог; Б: 1 — комплексы палеоконтинентального сектора, 2 — островодужные комплексы Тагильской мегазоны, 3 — комплексы пород офиолитовой ассоциации, 4 — массивы платиноносного пояса. ГУР — Главный Уральский разлом, НТ — Нижнетагильский массив, СБ — Светоборский массив. На врезке — район исследования.

Рис. 3. Схема геологического строения участка Вершинный Светлоборского массива с выделенными хромит-платиновыми зонами (с использованием данных Ю.М. Телегина и А.В. Корнеева), по [Малич и др., 2015].

На врезке — Светлоборский массив: 1 — дуниты ядра, 2 — клинопироксениты, 3 — габбро, 4 — базальты и андезитовые базальты и развитые по ним зеленые сланцы; участок Вершинный: 5 — мелкозернистые дуниты, 6 — мелко- и среднезернистые дуниты, 7 — среднезернистые дуниты, 8 — зона прожилково-вкрапленных хромитов, 9 — зона прожилково-вкрапленных хромитов, переходящих в массивные, 10 — разломы, 11 — место отбора образцов хромитов.



5 с, диаметр точки анализа 1—2 мкм. Определены составы породообразующих и рудных минералов, находящихся в сростании с МПГ, или в виде микровключений. Более подробная характеристика данного аналитического метода приведена нами ранее [Баданина и др., 2013; и др.]. Всего было выполнено 66 анализов.

Определение ЭПГ, рения и изотопного состава осмия в образцах хромитов и клинопироксените Гулинского массива (образцы G-3, G-5, G-86) выполнено в Горном университете Леобена (Австрия) с использованием методов изотопного разбавления и индукционно связанной плазменной масс-спектрометрии (ID-ICP-MS) после разложения образцов при высоком давлении. Содержания ЭПГ и рения в образце хромитита G-40 были определены в изотопно-геохимической лаборатории (ИГЛ) Университета штата Мэрилэнд (США) методом изотопного разбавления с помощью термоионизационной масс-спектрометрии в отрицательных ионах (N-TIMS) на многоколлекторном приборе ThermoFisher Triton для определения содержания и изотопного состава осмия, а также ID ICP-MS на многоколлекторном приборе ThermoFisher Neptune Plus для определения содержаний остальных ССЭ. Определение массовой доли ЭПГ и золота в образце хромитита NT-5 Нижнетагильского массива осуществляли с помощью масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно связанной плазме с предварительным коллектированием на никелевый штейн в ООО «Институт Гипроникель», Санкт-Петербург. Более подробная характеристика данных аналитических методов приведена в работах [Meisel et al., 2001a, 2003; Paliulionyte et al., 2006; Коротков и др., 2016; Puchtel et al., 2020, 2022].

Определения изотопного состава осмия в Os-Ir сплавах и Ru-Os сульфидах были определены методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно связанной плазме (LA MC-ICP-MS) на многоколлекторном масс-спектрометре Nu-Plasma с системой лазерного пробоотбора LUV213 ($\lambda = 213$ нм) New Wave/Merchantek в Университете Макуори (Сидней, Австралия, <http://ccfs.mq.edu.au>). Более подробная характеристика данного метода приведена в работах [González-Jiménez et al., 2015; Malitch et al., 2017]. Кроме того, высокоточные $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изотопные составы для образцов хромитита (обр. G-40) и минералов осмия (обр. 67 и 7-71) были определены в ИГЛ с помощью N-TIMS [Creaser et al., 1991] на ThermoFisher Triton, следуя аналитическим процедурам, подробно охарактеризованным в [Puchtel et al., 2005; 2020, 2022; Malitch et al., 2022]. Всего было выполнено 20 изотопных анализов.

Первичное значение $\gamma^{187}\text{Os}(T)$ для образцов хромитита и МПГ было рассчитано как отклонение (в %) значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ на момент образования зерен МПГ, принятому в данной работе ($T = 250$ млн лет), относительно среднего хондритового $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значения из работы [Shirey, Walker, 1998], рассчитанного на то же время. Средний изотопный состав осмия в хондритах на время образования изученных образцов хромитита и минералов осмия был рассчитан с использованием константы распада ^{187}Re ($\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$) и первичного изотопного состава осмия Солнечной системы на время 4.558 млрд лет: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.40186$ [Shirey, Walker, 1998; Smoliar et al., 1996]. Для расчета первичного отношения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для образцов, проанализированных с помощью N-TIMS, было ис-

пользовано среднее значение $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os}$, полученное для всех зерен МПГ из россыпей Гулинского массива, и константа распада ^{190}Pt ($\lambda = 1.477 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$ [Begemann et al., 2001]). Первичное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ было рассчитано как отклонение доли на миллион (ppm) значения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образцах хромитита и минералов осмия на момент их образования ($T = 250$ млн лет) относительно среднего хондритового $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значения из работы [Brandon et al., 2000], рассчитанного на то же время, с использованием первичных значений $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1198269$ Солнечной системы на $T = 4.567$ млрд лет и $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os} = 0.00174$. Следует отметить, что из-за очень низких значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ и $^{190}\text{Pt}/^{188}\text{Os}$ во всех проанализированных образцах хромитита и минералов осмия поправки на возраст измеренных $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для радиоактивного распада ^{190}Pt и ^{187}Re были минимальными и обычно ниже погрешности отдельных анализов.

Результаты изотопного состава серы в образцах Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит ($\text{RuS}_2\text{—OsS}_2$) Гулинского массива, лаурита и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит—боуит ($\text{Ir}_2\text{S}_3\text{—Rh}_2\text{S}_3$) Светлоборского и Нижнетагильского массивов, входящих в состав первичной ассоциации МПГ, а также As-содержащего эрликманита из вторичной ассоциации Гулинского массива получены с помощью лазерной фемтосекундной системы абляции (NWR Femtosecond UC with laser Pharos 2mJ-200-PPam and harmonics module HE-4Hi-A) и масс-спектрометра MAT-253 Thermo Fisher Scientific, Germany) в ЦКП «Приморский центр локального элементного и изотопного анализа» ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) по методике, охарактеризованной в работах [Игнатъев, Веливецкая, 2013; Ignatiev et al., 2018]. При абляции Ru-Os и Ir-Rh сульфидов с пространственным разрешением 60 мкм формировался аэрозоль, который потоком He выносился из камеры в реактор и конвертировался в SF_6 в реакции с BrF_3 . После этого криогенно и хроматографически очищенный SF_6 в потоке He поступал в интерфейс, который обеспечивал измерение изотопов S в высоковакуумном режиме работы масс-спектрометра, оснащенного коллекторами, позволяющими одновременно измерять ионные пучки на массах 127 ($^{32}\text{SF}_{5+}$) и 129 ($^{34}\text{SF}_{5+}$). Измерения проведены с использованием лабораторного рабочего стандарта, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3. Результаты измерений изотопного состава серы представлены относительно международного стандарта VCDT, расчет проведен по формуле $\delta^{34}\text{S}(\text{‰}) = (((^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{образца}} - (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}) / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}) \times 1000$. Точность определения $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.2 \text{ ‰}$ (σ). Всего выполнен 51 анализ.

Результаты определения изотопного состава меди для 14 образцов железистой платины и изоферроплатины, входящих в состав первичной ассоциации МПГ Гулинского, Нижнетагильского и Светлоборского массивов, были получены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН. Методика определения изотопного состава меди включала в себя селективное хроматографическое выделение Cu из раствора исследуемой пробы Pt-Fe минерала с последующим определением изотопного отношения $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ на ThermoFisher Neptune Plus MC ICP-MS. Детальное описание методики представлено в работе [Okuneva et al., 2022]; разложение и хроматографическое выделение проводилось в блоке чистых помещений (класс 1000, ИСО 6) и ламинарных боксах (класс 100, ИСО 5). Стадия разложения Pt-Fe минералов (0.00n мг) включала их растворение в концентрированной азотной кислоте. Для хроматографического выделения чистой фракции Cu использовалась ионообменная смола AG MP-1 (Bio-Rad inc., США) [Maréchal, Albarède, 2002]; схема выделения аналита описана в [Okuneva et al., 2022]. Измерение изотопных отношений $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ в аналитической фракции меди проведено методом окаймляющего стандарта (брекетинга) на масс-спектрометре Neptune Plus с использованием международного стандарта изотопного состава меди NIST SRM 976 при следующей последовательности операций: холостой опыт (3 %-й раствор HNO_3) → стандарт NIST SRM 976 → исследуемый образец МПГ (3 %-й азотнокислый раствор минерала) → стандарт NIST SRM 976. Каждое единичное измерение изотопного состава Cu состояло из 60 циклов, полученных при восьмисекундной интеграции с измерением базовой линии в течение 30 с. Значение $\delta^{65}\text{Cu}$ вычислялось как $((^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{образец}} / (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{стандарт}} - 1) \times 1000 \text{ ‰}$; точность определения составляла $\pm 0.14 \text{ ‰}$ (2σ). Для контроля всей аналитической процедуры и оценки правильности определения $\delta^{65}\text{Cu}$ использованы международные стандартные образцы горных пород USGS AGV-2 и BHVO-2; измеренные значения $\delta^{65}\text{Cu}$ составили для них 0.14 ± 0.04 (2SD, $n = 5$) и $0.12 \pm 0.04 \text{ ‰}$ (2SD, $n = 5$) соответственно, что удовлетворительно согласуется с данными, представленными в базе GeoRem. Всего выполнено 14 анализов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Концентрации сильносидерофильных элементов в горных породах. Образцы хромититов Гулинского массива характеризуются суммарными концентрациями платиноидов в пределах 191—866 мг/т; для них типично преобладание платиноидов Ir-группы (Os, Ir и Ru) над ЭПГ Pt-группы (Rh, Pt и Pd) (табл. S1, дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl.%20Malich_Tables%201-6.pdf).

Отличительной особенностью хромититов Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива является доминирование платины (1190 мг/т) над другими ЭПГ. Клинопироксениты Гулинского массива характеризуются значительно более низкими концентрациями ЭПГ (13 мг/т) с преобладанием платины и палладия над другими ЭПГ.

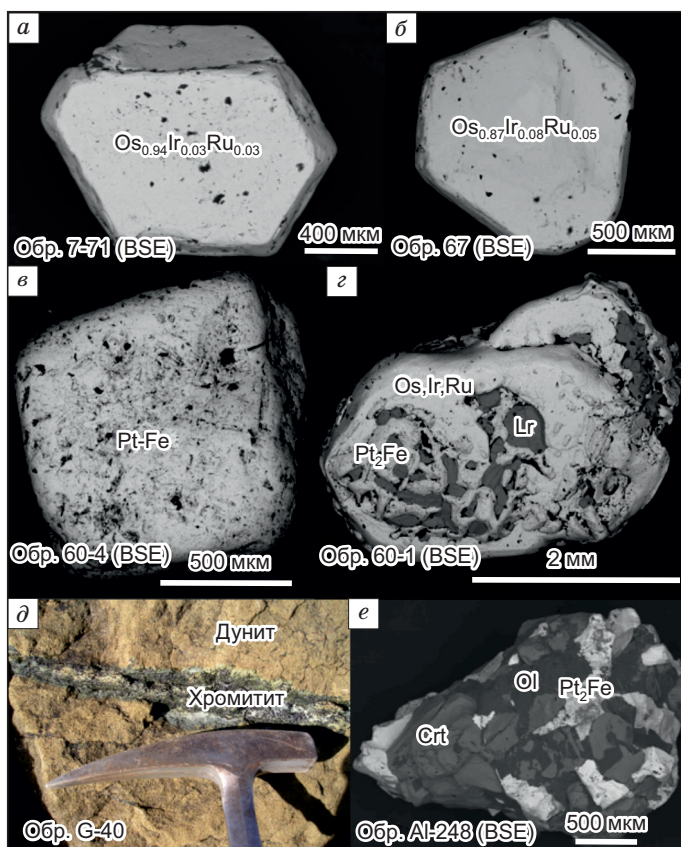
Минеральные ассоциации платиноидов. Типичные особенности морфологии и внутреннего строения изученных минеральных ассоциаций приведены на рис. 4 и 5. Результаты рентгеноспектральных микроанализов минералов осмия, Pt-Fe сплавов, Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит—боуит представлены в таблицах S2—S5 (см. доп. материалы) и на рис. 5—8.

Изученные Os-Ir сплавы Гулинского массива (см. рис. 4, а, б; 5, а—г, е) образованы кристаллами и минеральными агрегатами, которые по классификации Д. Харриса и Л. Кабри [Harris, Cabri, 1991] относятся к минералам осмия (осмию и Ir-содержащему осмию). Ru-Os сульфиды Гулинского массива выявлены в составе трех минеральных ассоциаций и подразделены соответственно на три типа. Ru-Os сульфиды из полиминеральных агрегатов первого типа характеризуются кристаллическими индивидуальными размерами от 0.15 до 1.50 мм (см. рис. 5, а—в). По составу они соответствуют лауриту и эрликманиту, образующим непрерывный ряд твердых растворов (табл. S2, ан. 1—14; рис. 5, а—в, б); Ru# варьирует от 2 до 99. Кроме Ru, Os и S данные минералы, как правило, содержат значимые концентрации Ir (1.6—5.87 мас. %, ан. 2—14). Данный тренд составов соответствует таковому для минералов серии лаурит—эрликманит из подформных хромититов [Melcher et al., 1997; Malitch et al., 2001; Melcher, 2000; и др.]. Os-Ir сплавы в составе полиминеральных агрегатов первого типа представлены самородным и Ir-содержащим осмием. Для данной ассоциации МПГ характерно наличие высокомагнезильного оливина (Fo_{90-93}) и Ti-содержащего феррихромита в составе минеральных включений в Os-Ir сплавах и в межзерновом пространстве между Ru-Os сульфидами и Os-Ir сплавами (см. рис. 5, б). Ru-Os сульфиды из полиминеральных агрегатов второго типа образованы идиоморфными минеральными включениями размером от 30 до 400 мкм в железистой платине, ассоциирующей с Ir-содержащим осмием (см. рис. 4, г; 5, г, д). По сравнению с Ru-Os сульфидами из полиминеральных агрегатов первого типа минеральные включения характеризуются значительно более рутениевым составом (см. табл. S2, ан. 15, Ru# = 95), который соответствует лауриту, содержащему умеренные концентрации Os (5.77 мас. %) и незначительные содержания Ir и Rh (1.45 и 1.22 мас. % соответственно). Химический состав железоплатиновых сплавов (табл. S3, ан. 1—3), как правило, близок к стехиометрии Pt_2Fe (где Pt равна сумме ат. % ЭПГ, Fe — сумма ат. % железа, меди и никеля). Для третьей минеральной ассоциации характерно наличие Ir-содержащего осмия ($\text{Os}_{0.66}\text{Ir}_{0.24}\text{Ru}_{0.11}$), образующего ядерную часть, облекаемую вторичной оторочкой As-содержащего эрликманита (см. рис. 5, е). Отличительной особенностью химического состава последнего является преобладание иридия (16.01—16.86 мас. %) над рутением (1.63—3.96 мас. %) при наличии незначительных концентраций Fe (0.83—0.96 мас. %) и Ni (0.22—0.34 мас. %) (см. табл. S2, ан. 16—18, Ru# = 6—13; см. рис. 6).

Подавляющее большинство МПГ хромититов и ассоциирующих с ними платино-металлических месторождений Среднего Урала образованы Pt-Fe минералами, которые пре-

Рис. 4. Морфологические особенности:

а, б — самородного осмия (обр. 67, 7-71), в — железистой платины (обр. 60-4), г — железистой платины, лаурита и Os-Ir сплава в составе полиминеральной ассоциации МПГ (обр. 60-1) второго типа, д — прожилкового хромитита (обр. G-40) Гулинского массива, е — железистой платины (Pt_2Fe) в ассоциации с хромитом (Crt) и оливином (Ol) из хромититов (обр. Al-248) Александровского лога Нижнетагильского массива. Изображения в обратнорассеянных электро-нах (BSE) с вещественным контрастом (а—г, е). Lr — лаурит, (Os, Ru, Ir) — сплав Ru-Ir содержащего осмия, Pt_2Fe и (Pt-Fe) — железистая платина, Ol — оливин.



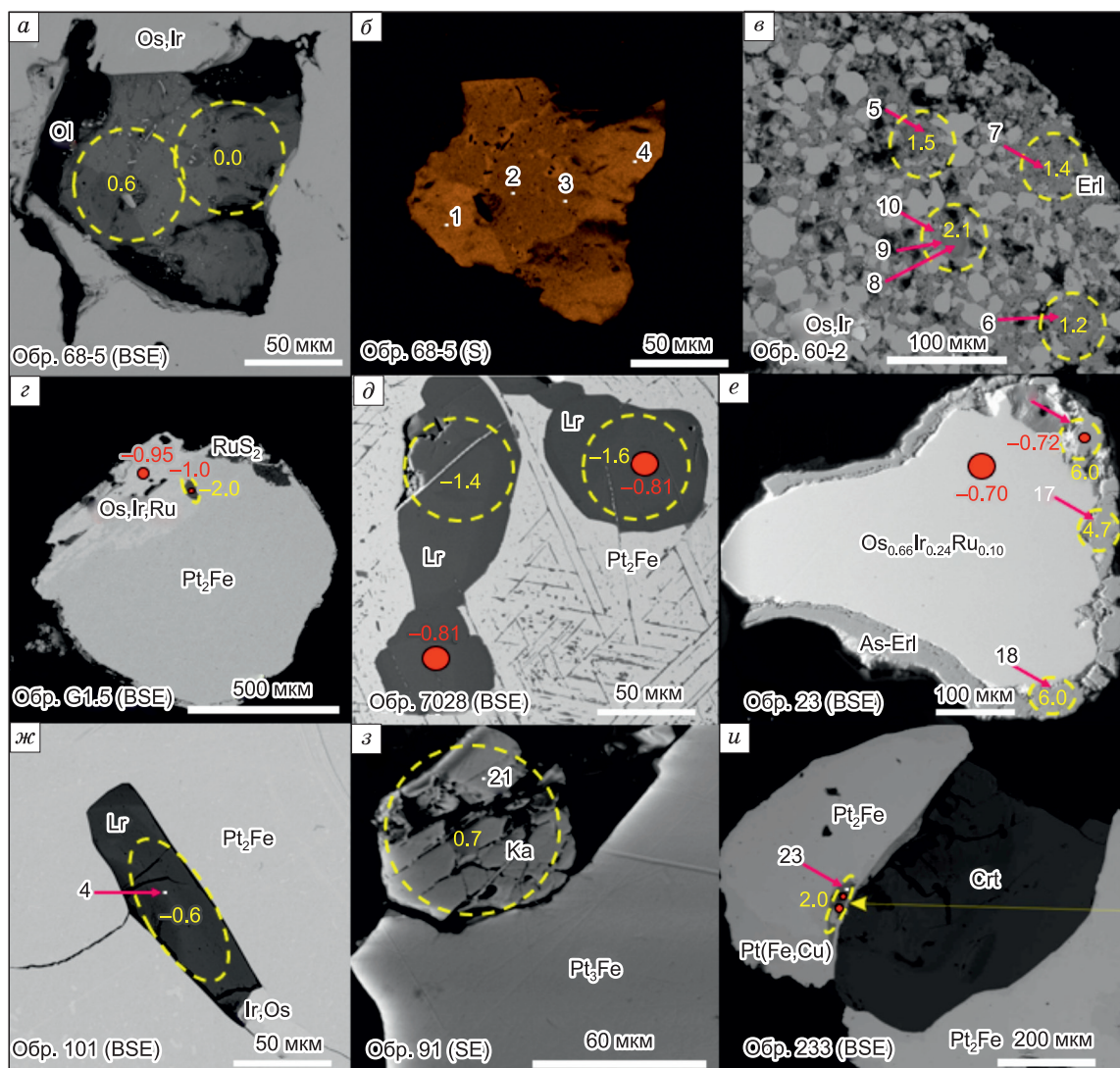


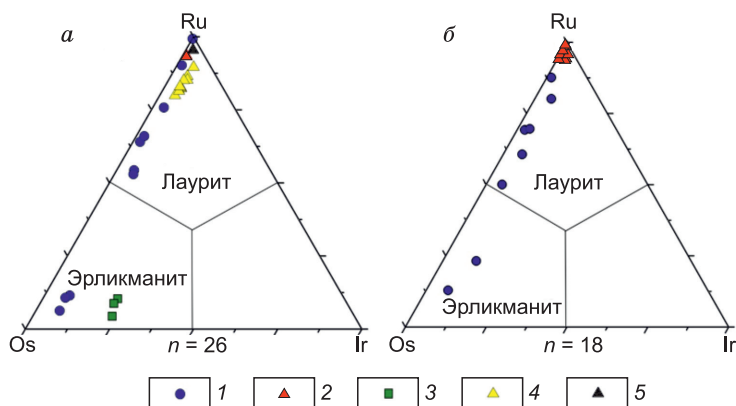
Рис. 5. Типичные особенности морфологии и внутреннего строения Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит в составе полиминеральных ассоциаций МПГ первого (а—в), второго (г, д) и третьего (е) типа Гулинского массива, лаурита (ж) и кашинита (з) из полиминеральных ассоциаций МПГ Светлоборского массива и лаурита (и) в ассоциации с МПГ из хромититов Нижнетагильского массива.

а, в—и — изображения в обратнорассеянных электронах, б — в рентгеновских лучах SK_{α} . Цифры 1—10, 16—18 — места проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым номерам в табл. S2 (см. доп. материалы); цифры 4, 21 и 23 соответствуют таковым в табл. S4. Круги и цифры красного цвета соответствуют местам проведения Os-изотопных анализов и начальному значению $\gamma^{187}\text{Os}(T)$ соответственно. Круги и цифры желтого цвета соответствуют местам проведения S-изотопных анализов и значению $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ соответственно. (Os,Ir), (Os,Ir,Ru) — Ir-содержащий осмий, (Ir,Os) — Os-содержащий иридий, Lr — лаурит, Erl — эрликманит, As-Erl — мышьяк-содержащий эрликманит, Ka — кашинит, Pt_2Fe — железистая платина, $\text{Pt}(\text{Fe,Cu})$ — минералы ряда тетраферроплатина — туламинит, Pt_3Fe — изоферроплатина, Crt — хромит и Ol — оливин.

обладают над другими МПГ (см. рис. 4, д, е). Pt-Fe минералы Нижнетагильского массива (см. табл. S3, ан. 4—7; см. рис. 7) характеризуются составом, близким к Pt_2Fe (где Pt — сумма ат. % ЭПГ; Fe — сумма ат. % железа, меди и никеля), а также соответствуют минералам изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe)—туламинит ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$). Минерал со стехиометрией Pt_2Fe неизвестен в синтетической системе Pt—Fe [Massalski, 1993]. Однако природные Pt-Fe твердые растворы с химическим составом, близким к Pt_2Fe , характерны для зональных ультрамафитовых комплексов, офиолитовых массивов и дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов [Cabri et al., 1996; Weiser, Bachmann, 1999; Служеникин, 2000; Malitch, Thalhammer, 2002; и др.]. Химический состав Pt-Fe минералов Светлоборского массива (см. табл. S3, ан. 8—14; см. рис. 7) близок по составу к стехиометрии изоферроплатины

Рис. 6. Химические составы:

a — Ru-Os сульфидов из полифазных агрегатов МПГ первого (1), второго (2) и третьего (3) типов Гулинского массива, лаурита Светлоборского массива (4) и лаурита Нижнетагильского массива (5) в координатах Ru—Os—Ir, ат.%; *б* — Ru-Os сульфидов из полифазных агрегатов МПГ первого (1) и второго (2) типа Гулинского массива, по [Малич и др., 2022] в координатах Ru—Os—Ir, ат. %.



(Pt₃Fe), а также соответствует туламинииту (PtFe_{0.5}Cu_{0.5}). В Pt-Fe сплавах Светлоборского и Нижнетагильского массивов диагностирован широкий набор идиоморфных включений, представленных Ru-Os сульфидами ряда лаурит—эрликманит (RuS₂—OsS₂) (см. табл. S4, ан. 1—11, 23; см. рис. 5, *ж*, *и*; 6), Ir-Rh сульфидами ряда кашинит—боуит (Ir₂S₃—Rh₂S₃) (см. табл. S4, ан. 12—22; рис. 8), Ir-Rh тиошпинелями ряда купроиридсит (CuIr₂S₄)—купородсит (CuRh₂S₄) и Os-Ir сплавами. Особенности морфологии и химического состава изученных в данной работе МПГ Нижнетагильского, Светлоборского и Гулинского массивов (см. рис. 4—8; табл. S2—S4) сходны с таковыми, детально охарактеризованными нами ранее [Malitch, Thalhhammer, 2002; Malitch et al., 2002; Малич и др., 2011, 2015, 2017; Малич, Баданина, 2015; и др.].

Re-Os и Pt-Os изотопные данные. Os-изотопные данные, полученные с помощью метода LA MC-ICP-MS, и рассчитанные значения $\gamma^{187}\text{Os}$ для Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов из россыпей рек Ингарингда и Гулэ приведены в табл. S5. Данные по изотопному составу осмия для изученных МПГ демонстрируют ограниченный диапазон значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, варьирующих в пределах от 0.12409 ± 0.00003 до 0.12451 ± 0.00002 , и значений $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ меньше 0.0005. Среднее начальное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 0.12439 ± 0.00013 (2SD, $n = 14$), среднее значение $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.76 \pm 0.10$ (2SD, см. табл. S5). Установлено сходство Os-изотопного состава как для мономинеральных, так и полиминеральных ассоциаций МПГ (см. табл. S5; рис. 5, *з—е*). Близкие Os-изотопные характеристики также установлены для сосуществующих МПГ в составе полиминеральных ассоциаций (см. рис. 5, *з—е*). Отметим, что сосуществующие Os-Ir сплав и As-содержащий эрликманит (обр. 23, см. рис. 5, *е*; табл. S5) характеризуются идентичным изотопным составом осмия ($\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.70 \pm 0.03$ и -0.70 ± 0.01 соответственно). Re-Os изотопные результаты, полученные для самородного осмия при помощи N-TIMS (см. табл. S6), выявили сходные средние начальные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетные значения $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ (0.12457 ± 0.00019 (2SD), -0.61 ± 0.16 (2SD), $n = 2$). Эти значения в пределах соответствующих погрешностей идентичны значениям $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для образца хромитита G-40, изученного с помощью N-TIMS (0.1244256 ± 0.0000007 (2SE), $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.728 \pm 0.001$ (2SE)).

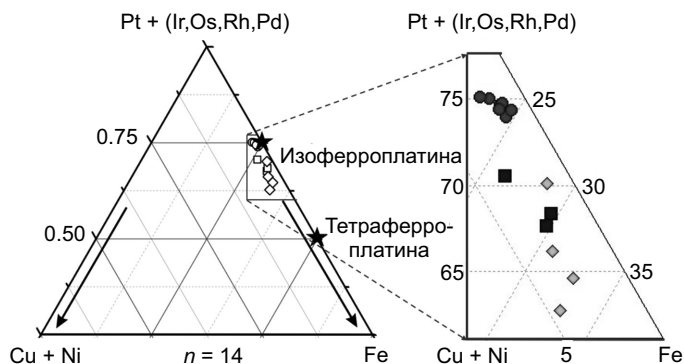


Рис. 7. Особенности состава Pt-Fe минералов из россыпей и хромититов Гулинского (квадраты), Нижнетагильского (ромбы) и Светлоборского (круги) массивов,

для которых был определен изотопный состав меди, в координатах Pt + (Ir,Os,Rh,Pd)—Cu + Ni—Fe, ат. %. Звездочками показаны составы, соответствующие изоферроплатине и тетраферроплатине.

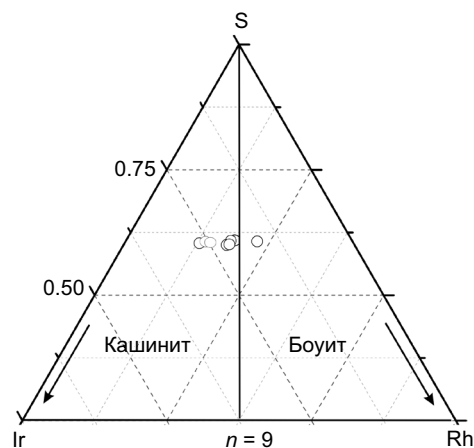


Рис. 8. Химические составы Ir-Rh сульфидов Светлоборского массива,

для которых был определен изотопный состав серы, в координатах S—Ir—Rh, ат. %.

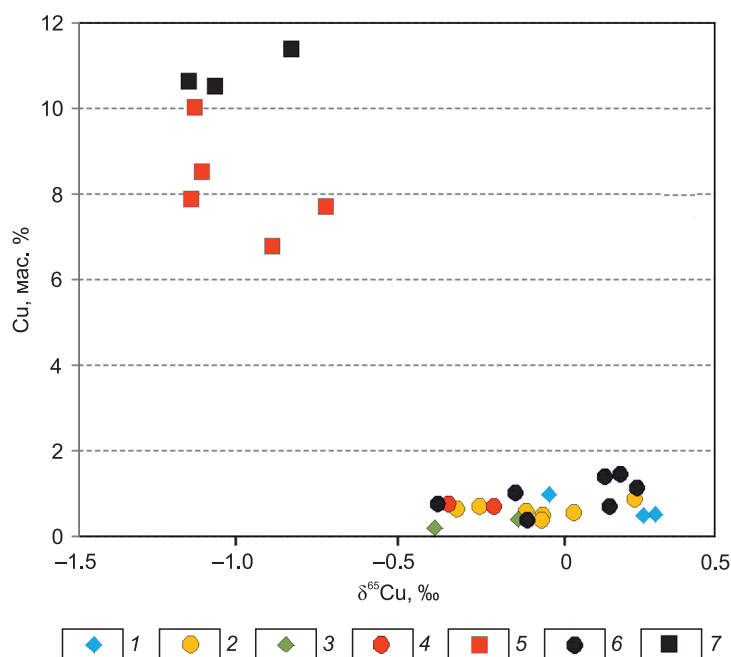


Рис. 9. Бинарная диаграмма Cu— $\delta^{65}\text{Cu}$.

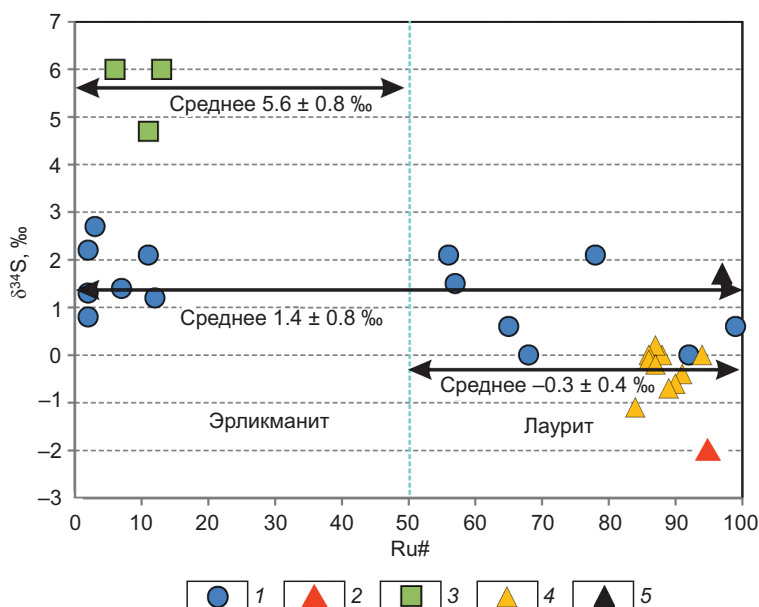
для железистой платины Гулинского массива (1), изоферроплатины Светлоборского массива (2), железистой платины Нового лога (3), Александровского лога (4) и Крутового лога (6) Нижнетагильского массива, минералов изоморфного ряда тетраферроплатина—туламинит Александровского лога (5) и Крутого лога (7) Нижнетагильского массива. 1—4 — данные этого исследования, 5—7 — данные, по [Малич и др., 2023].

В рамках Pt-Os системы начальное значение $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для этого же образца хромитита (0.1198378 ± 0.0000007 и -2 ± 6 (2SE) соответственно) незначительно отличаются от среднего начального значения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетного значения $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для зерен самородного осмия (0.1198400 ± 0.0000008 и $+16.5 \pm 6.6$ (2SD) соответственно, см. табл. S6).

Си-изотопные данные. Результаты изучения изотопного состава меди в изученных Pt-Fe минералах представлены в табл. S3 и на рис. 9. Данные минералы по химическому составу близки к стехиометрии Pt_2Fe и Pt_3Fe (где Pt — сумма ат. % ЭПГ; Fe — сумма ат. % железа, меди и никеля). С учетом рентгеноструктурных исследований, выполненных ранее [Malitch, Thalhhammer, 2002; Sidorov et al., 2021], первые относятся к железистой платине, вторые — к изоферроплатине. Концентрации меди в образцах железистой платины Гулинского массива изменяются в пределах 0.51—0.99 мас. % Cu, значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для данных образцов варьируют в диапазоне от -0.02 до 0.31 ‰ (см. рис. 9), при среднем значении 0.08 ‰ ($n = 3$) и стандартном отклонении 0.16 ‰. Кон-

Рис. 10. Бинарная диаграмма $\delta^{34}\text{S}$ —Ru# для Ru-Os сульфидов первичной и вторичной ассоциации МПГ Гулинского, Светлоборского и Нижнетагильского массивов.

$\text{Ru\#} = 100 \cdot \text{Ru ат. \%}/(\text{Ru} + \text{Os}) \text{ ат. \%}$. Гулинский массив (1—3): 1 — Ru-Os сульфиды первого типа первичной ассоциации, 2 — лаурит второго типа первичной ассоциации, 3 — As-содержащий эрликманит вторичной ассоциации; 4 — лаурит первичной ассоциации Светлоборского массива; 5 — лаурит первичной ассоциации Нижнетагильского массива.



центрации меди и значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для образцов изоферроплатины Светлоборского массива и железистой платины Нижнетагильского массива оказались близки таковым в образцах железистой платины Гулинского массива (см. табл. S3; рис. 9). Значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для изоферроплатины Светлоборского массива находятся в пределах от -0.31 до 0.25 ‰ (среднее значение -0.06 ‰, стандартное отклонение 0.19 ‰, $n = 7$); значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для железистой платины Нижнетагильского массива (месторождение Александровский лог и россыпного проявления Новый лог) варьируют в диапазоне от -0.38 до -0.12 ‰ (среднее значение -0.25 ‰, стандартное отклонение 0.12 ‰, $n = 4$).

S-изотопные данные. Результаты изучения изотопного состава серы в Ru-Os сульфидах ряда лаурит—эрликманит ($\text{RuS}_2\text{—OsS}_2$) и Ir-Rh сульфидах ряда кашинит—боуит ($\text{Ir}_2\text{S}_3\text{—Rh}_2\text{S}_3$) приведены в табл. S2, S4 и на рис. 5, 10. Ru-Os сульфиды Гулинского массива, выявленные в составе трех полиминеральных ассоциаций, характеризуются неоднородным изотопным составом серы (см. табл. S2; рис. 10). Значения $\delta^{34}\text{S}$ в Ru-Os сульфидах первого типа ($\text{Ru}\# = 2\text{—}99$) варьируют в пределах от 0.0 до 2.7 ‰ и характеризуются средним значением $\delta^{34}\text{S} = 1.4$ ‰ ($n = 10$) при среднеквадратичном отклонении, равном 0.8 ‰; значение $\delta^{34}\text{S}$ в лаурите второго типа равно -2.0 ± 0.14 ‰ (2SE). Мышьяксодержащий эрликманит ($\text{Ru}\# = 6\text{—}13$) в составе третьей минеральной ассоциации характеризуется наиболее изотопно-тяжелым составом серы ($\delta^{34}\text{S}$ варьирует от 4.7 до 6.0 ‰; $\delta^{34}\text{S}$ среднее $= 5.6 \pm 1.5$ ‰, $n = 3$, см. табл. S2; рис. 10).

Для лаурита и Rh-содержащего кашинита ($\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$, входящих в состав полиминеральных агрегатов с изоферроплатиной Светлоборского массива, установлено сходство изотопного состава серы. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в лаурите ($\text{Ru}\# = 84\text{—}94$) варьируют в пределах от -1.1 до 0.2 ‰, характеризуясь средним значением $\delta^{34}\text{S} = -0.3$ ‰ при стандартном отклонении 0.4 ‰, $n = 11$ (см. табл. S4). Значения $\delta^{34}\text{S}$ в Rh-содержащем кашините ($\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$ и Ir-содержащем боуите ($\text{Rh,Ir})_2\text{S}_3$ находятся в диапазоне от -0.8 до 1.4 ‰ (среднее значение равно 0.0 ‰ при стандартном отклонении 0.6 ‰, $n = 11$). Лаурит ($\text{Ru}\# = 97$) Нижнетагильского массива характеризуется значением $\delta^{34}\text{S} = 1.7 \pm 0.14$ ‰ (2SE).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генетические ограничения на происхождение МПГ по данным геохимии и минералогии платиноидов

Анализ геохимических результатов позволил охарактеризовать уровень накопления и тип распределения ЭПГ в ультраосновных породах Гулинского и Нижнетагильского массивов (рис. 11). В целом уровень концентраций и характер распределения платиноидов в хромититах Гулинского массива сходен с таковыми в подиформных хромититах из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов мира, для которых типично преобладание платиноидов Ir-группы (Os, Ir и Ru) над ЭПГ Pt-группы (Rh, Pt и Pd) [Walker et al., 2002b; Волченко и др., 2009; Баданина и др., 2019]. Иридиево-платиновая специализация хромититов Нижнетагильского массива образует характерный «М-образный» тип распределения содержания ЭПГ (см. рис. 11), типичный для хромититов зональных ультраосновных массивов других провинций [Малич, 1999; Augé et al., 2005; Малич и др., 2011; Malitch et al., 2020].

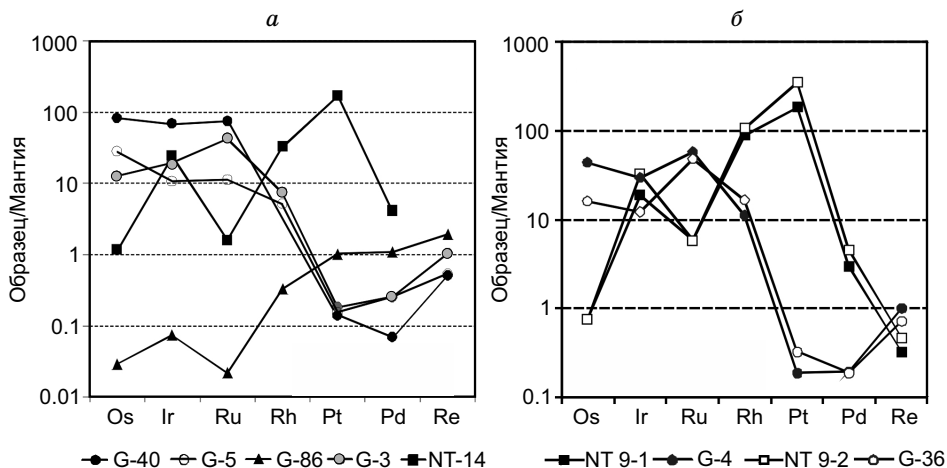


Рис. 11. Содержания ЭПГ и Re

в хромититах (круги) и клинопироксенитах (треугольники) Гулинского массива (обр. G-3, G-4, G-5, G-36, G-40, G-86) и хромититах Нижнетагильского (обр. NT-14, NT 9-1, NT 9-2, квадраты) массивов, нормированные относительно мантии, по результатам данного исследования (а) и литературным данным [Малич и др., 2011] (б). Состав мантии, по [McDonough, Sun, 1995].

Среди МПГ хромититов Гулинского массива доминируют минералы платиноидов Ir-группы, представленные иридитом осмием и лауритом. Подавляющее большинство МПГ хромититов Нижнетагильского массива образованы Pt-Fe минералами, для которых характерны включения Os-содержащего иридия и Ir-содержащего осмия. В Pt-Fe твердых растворах Нижнетагильского массива также диагностированы Ru-Os сульфиды ряда лаурит (RuS_2)—эрликманит (OsS_2) и Rh-Ir сульфоарсениды ряда холлингвортит (RhAsS)—ирарсит (IrAsS). Таким образом, особенности геохимического распределения платиноидов в хромититах согласуются с формой нахождения МПГ в данных породах. Отметим также, что платинопалладиевая специализация клинопироксенитов Гулинского массива сближает их по данному параметру с меймечитами [Лазаренков, Малич, 1992].

Соотношения фаз равновесия Os-Ir сплавов, основанные на бинарной системе Os—Ir, и наличие включений Os-Ir сплавов в железоплатиновых сплавах Гулинского, Нижнетагильского и Светлоборского массивов [Massalski, 1993] свидетельствуют об их высокотемпературном генезисе. Высокотемпературная природа образования Ru-Os сульфидов была подтверждена экспериментально [Andrews, Brenan, 2002]. Верхняя термальная стабильность лаурита оказалась равной 1200—1250 °C при $\lg f_{\text{S}_2} = -1$; при этом лаурит может находиться в равновесии с Os-Ir сплавами при 1200—1250 °C и $\lg f_{\text{S}_2}$ в интервале от -0.39 до -0.07 . На примере природных Os-содержащих сплавов и лаурита Гулинского массива выявлена идеальная сходимости с экспериментально полученными результатами [Andrews, Brenan, 2002], свидетельствующими о совместной кристаллизации данных МПГ (1200—1250 °C и $\lg f_{\text{S}_2} = 10^{-0.39}$ — $10^{-0.07}$). Высокотемпературная природа Ru-Os сульфидов из полифазных агрегатов подтверждается присутствием в них включений высокомагнезильного оливина, попадающего в диапазон составов мантийного оливина (Fo_{90-93}).

Генетические ограничения на происхождение Os-Ir сплавов, Ru-Os сульфидов и хромититов по Re-Os и Pt-Os изотопным данным

Для выявления изотопно-геохимических параметров рудного вещества нами использованы изотопные системы, основанные на распаде ^{190}Pt с образованием ^{186}Os ($T_{1/2} = 469$ млрд лет) и ^{187}Re с образованием ^{187}Os ($T_{1/2} = 41.6$ млрд лет). Эти изотопные системы нашли широкое применение при оценке состава мантийных источников и временных ограничений на плавление мантийных производных в различных геологических обстановках [Reisberg et al., 1993; Brandon et al., 2000, 2006; Hattori, 2002; Puchtel et al., 2004, 2005; Tessalina et al., 2007, 2015; Nowell et al., 2008; Rudnick, Walker, 2009; Coggon et al., 2011, 2012; Aulbach et al., 2016; Becker, Dale, 2016; Dijkstra et al., 2016; Walker, 2016; Puchtel et al., 2020, 2022]. В отличие от стронция, неодима, гафния и свинца, являющихся несовместимыми элементами, осмий ведет себя как совместимый элемент при процессах плавления мантии. Осмий при этом остается в мантийном остатке (рестите), в то время как несовместимые рений и в меньшей степени платина извлекаются и обогащаются в расплаве. Сильные различия в совместимости с силикатными расплавами между Pt, Re и Os определяют существенное преимущество Pt-Os и Re-Os изотопных систем перед Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb и Rb-Sr изотопными системами, дочерние и материнские элементы в которых слабо фракционируют при плавлении мантии. Таким образом, Pt-Os и Re-Os системы предоставляют уникальную геохимическую информацию о природе и истории мантийных производных.

Проведенные исследования по важнейшим платинометалльным и платиноидно-медно-никелевым месторождениям с использованием осмиевых изотопов трактуются различно: ЭПГ были извлечены либо из (а) преимущественно коровых источников (интрузив Сэдбери, Канада [Walker et al., 1991; Dickinson et al., 1992]); (б) мантийных источников (интрузивы Норильск-1, Талнахский и Хараелахский [Walker et al., 1994; Malitch, Latypov, 2011]) и (в) смешанных источников (интрузивы Бушвельд (ЮАР) и Стиллвотер (США) [Hart, Kinloch, 1989; McCandless, Ruiz, 1991; Lambert et al., 1994]; Кондерский массив [Luguet et al., 2019; Malitch et al., 2020]).

Осмийсодержащие сплавы и сульфиды обладают уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические метки, относящиеся ко времени образования платинометалльного оруденения и характеристике их вещественных источников. Первичная природа Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов и их образование при высоких температурах подразумевает, что изотопный состав осмия данных МПГ во время их образования соответствует таковому в источнике рудного вещества. Среднее начальное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для всех образцов МПГ, полученное в нашем исследовании с помощью метода LA MC-ICP-MS и составляющее 0.12439 ± 0.00013 ($\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.76 \pm 0.10$ (2SD), в пределах соответствующих погрешностей неотличимо от начального значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетного значения $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$, установленных для образцов самородного осмия и хромитита при помощи метода N-TIMS ($0.12457 \pm \pm 0.00019$ (2SD), -0.61 ± 0.16 (2SD), $n = 2$ и 0.1244256 ± 0.000007 (2SE), $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.728 \pm 0.001$ (2SE) соответственно). Таким образом, полученные Re-Os изотопные данные для МПГ и хромитита неотличимы от эталонного значения для хондритов в это время (рис. 12), что свидетельствует об их происхождении из источника, который развивался длительное время с хондритовым Re/Os отношением.

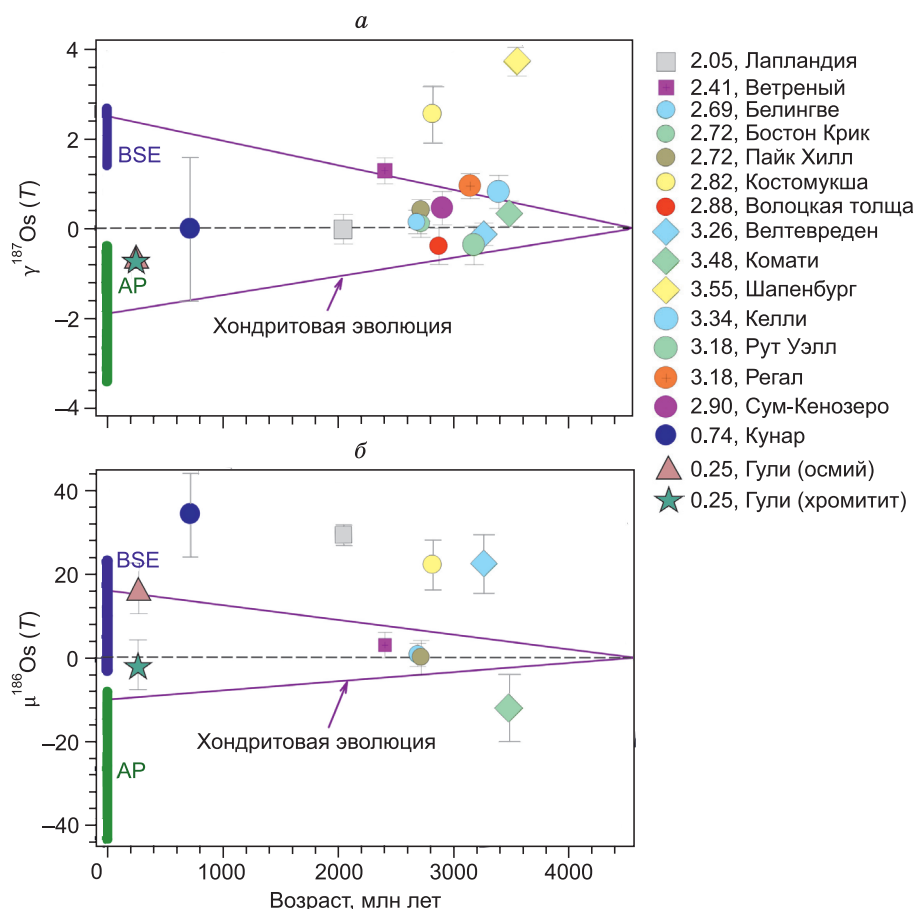


Рис. 12. Диаграммы вариаций первичных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (а) и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (б) изотопных составов,

выраженных: а — в величинах $\gamma^{187}\text{Os}$, для хромитита и минералов осмия Гулинского массива (данная работа), докембрийских мафит-ультрамафитовых пород и современных абиссальных перидотитов относительно их возраста. Данные по коматитам: Лапландия [Puchtel et al., 2020]; Ветреный пояс [Puchtel et al., 2016b]; Белингве [Puchtel et al., 2009b]; Пайк Хилл [Puchtel et al., 2004, 2009b]; Бостон Крик [Puchtel et al., 2018]; Костомукша — [Puchtel et al., 2005]; Волоцкая толща — [Puchtel et al., 2007]; Велтевреден и Комати [Puchtel et al., 2014]; Шапенбург [Puchtel et al., 2009a, 2016a]; Келли, Рут Уэлл и Регал [Puchtel et al., 2022]; Сум-Кенозеро [Пухтель, 2022]. Данные по МПГ р. Кунар [Malitch et al., 2022]. Синяя вертикальная полоса для современной валовой силикатной земли (Bulk Silicate Earth: BSE), по [Meisel et al., 2001b; Day et al., 2017]. Os-изотопные данные для абиссальных перидотитов (Abyssal Peridotite: AP) взяты из [Snow, Reisberg, 1995; Brandon et al., 2000; Day et al., 2017], для хондритовых метеоритов — из [Walker et al., 2002a; Brandon et al., 2005; Fischer-Gödde et al., 2010]; последние представлены в виде сегмента, заключенного между двумя фиолетовыми сходящимися наклонными линиями, и отвечают полному диапазону вариаций современных значений величин $\gamma^{187}\text{Os}$, спроецированных во времени к первичному отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для Солнечной системы. Все погрешности отвечают 2SD от среднего значения, б — выраженных в величинах $\mu^{186}\text{Os}$, для хромитита и минералов осмия Гулинского массива (данная работа) и докембрийских мафит-ультрамафитовых пород и современных абиссальных перидотитов относительно их возраста. Данные по коматитам: Лапландия [Puchtel et al., 2020]; Ветреный пояс [Puchtel et al., 2016b]; Белингве [Puchtel et al., 2009b]; Костомукша [Puchtel et al., 2005]; Велтевреден и Комати [Puchtel et al., 2014]. Данные по МПГ р. Кунар [Malitch et al., 2022]; Os-изотопные данные для хондритовых метеоритов, абиссальных перидотитов (AP) и валовой силикатной земли (BSE) взяты из [Brandon et al., 2000, 2006; Fischer-Gödde et al., 2010; Day et al., 2017]. Все погрешности отвечают 2SD от среднего значения.

Этот вывод хорошо согласуется с предыдущими Re-Os исследованиями МПГ дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов [Hattori, Hart, 1991; Hattori, Cabri, 1992; Bird et al., 1999; Малич, 1999; Рудашевский и др., 1999; Malitch, Thalhammer, 2002; Malitch et al., 2002, 2017, 2020, 2021; Meibom et al., 2004; Malitch, 2004; Walker et al., 2005; Ahmed et al., 2006; Brandon et al., 2006; Pearson et al., 2007; Shi et al., 2007; Nowell et al., 2008; Малич и др., 2011, 2016; Marchesi et al., 2011; Gonzalez-Jimenez et al., 2014, 2020; Tessalina et al., 2015; Badanina et al., 2016; Luguet et al., 2019], показавшими, что МПГ образовались в тесной ассоциации с ультраосновными породами.

В рамках Pt-Os системы начальное значение $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ для этого же образца хромитита (0.1198378 ± 0.0000007 и -2 ± 6 (2SE) соответственно) является хондритовым. Среднее расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}(T)$ для зерен самородного осмия ($+16.5 \pm 6.6$ (2SD)) тяготеет на диа-

грамме $\mu^{186}\text{Os}$ —возраст (см. рис. 12) к верхней части хондритового диапазона составов и также является хондритовым. Полученные Re-Os и Pt-Os изотопные данные свидетельствуют, что содержания ССЭ, характерные для МПГ и хромититов Гулинского массива, в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал с интегрированными по времени околохондритовыми Re/Os и Pt/Os отношениями; этот источник находится в пределах Re-Os и Pt-Os изотопных параметров, характерных для источников большинства коматиитов и абиссальных перидотитов [Brandon et al., 2000, 2006; Walker et al., 2002a; Fischer-Gödde et al., 2010; Puchtel et al., 2022].

Генетические ограничения на происхождение Pt-Fe минералов по Cu изотопным данным

Следуя работам [Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009, 2012 и ссылки в них], можно отметить следующие особенности вариаций изотопного состава меди, характерные для различных рудообразующих систем: Cu-содержащие минералы имеют близкие к нулю значения $\delta^{65}\text{Cu}$; диапазон вариаций $\delta^{65}\text{Cu}$ в большинстве геологических образований превышает 1 ‰; минералы, испытавшие низкотемпературные окислительно-восстановительные процессы, имеют значительно более переменные значения $\delta^{65}\text{Cu}$, чем минералы, образовавшиеся при высоких температурах. Возможность использования изотопного состава меди с целью идентификации источника рудного вещества Pt-Fe минералов впервые была апробирована [Малич и др., 2023] на примере коренных месторождений платины Нижнетагильского массива — мирового эталона зональных комплексов уральского типа. В данном исследовании было установлено различие изотопного состава меди для высокотемпературной железистой платины (Pt_2Fe), характеризующейся значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -0.37 до 0.26 ‰ (см. рис. 9), и минералов ряда тетраферроплатина (PtFe)—туламинит ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$) в составе наложенного низкотемпературного парагенезиса МПГ, обладающих облегченными изотопными составами меди, варьирующими в диапазоне от -1.15 до -0.72 ‰. Формирование данной низкотемпературной ассоциации МПГ большинство исследователей связывают с серпентинизацией ультрамафитов [Бетехтин, 1935; Генкин, 1997; и др.].

Новые данные по изотопному составу меди, полученные для образцов высокотемпературной железистой платины и изоферроплатины ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = -0.06 ± 0.22 ‰ ($n = 14$), данное исследование), в пределах погрешности неотличимы от установленных ранее ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = -0.03 ± 0.23 ‰ [Малич и др., 2023]). Отметим сходство по концентрациям меди и значениям $\delta^{65}\text{Cu}$ для образцов изоферроплатины Светлоборского массива и железистой платины Гулинского массива, которые оказались близки таковым для образцов железистой платины Нижнетагильского массива (см. рис. 9).

В работе [Graham et al., 2004] показано, что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль при фракционировании изотопов Cu при низких температурах. В общем случае вариации изотопного состава меди в первичных и вторичных Cu-содержащих минералах могут быть обусловлены фракционированием между различными сложными соединениями в растворе [Maréchal, Albarède, 2002] или связаны с влиянием изотопно различных флюидов при гидротермальных процессах [Graham et al., 2004]. В данном контексте — облегчение изотопного состава Cu во вторичных Cu-содержащих МПГ Нижнетагильского массива ($\delta^{65}\text{Cu} = -1.01 \pm 0.17$ ‰ [Малич и др., 2023]) по сравнению с таковым в железистой платине ($\delta^{65}\text{Cu} = 0.03 \pm 0.23$ ‰ [Малич и др., 2023] и $\delta^{65}\text{Cu} = -0.25 \pm 0.12$ ‰, данное исследование) позволило нам сделать вывод о вторичной природе изотопных вариаций, обусловленных эволюцией состава рудообразующего флюида при низкотемпературном формировании минералов ряда тетраферроплатина (PtFe)—туламинит ($\text{PtFe}_{0.5}\text{Cu}_{0.5}$). Таким образом, характер вариаций изотопного состава Cu может быть использован в качестве дополнительного маркера, позволяющего по-новому охарактеризовать условия формирования платинометалльной минерализации.

Генетические ограничения на происхождение Ru-Os и Ir-Rh сульфидов по изотопному составу серы

Начиная с исследования [Thode, Monster, 1961], изотопный состав серы мантии Земли считается однородным со средним значением $\delta^{34}\text{S}$, равным 0 ‰, неотличимым от хондритов ($\delta^{34}\text{S} = 0.04 \pm 0.31$ ‰ [Gao, Thiemens, 1993a, 1993b]). Данные по изотопному составу серы сульфидов являются важным инструментом для выявления контаминации первичных магм при их взаимодействии с породами земной коры. Предполагается, что значения, выходящие за пределы 0 ± 2 ‰, являются следствием процессов корово-мантийного взаимодействия (при вкладе коровой серы) как в условиях мантии, так и при становлении мантийных магм в коровых условиях [Ripley, Li, 2007]. Исследование изотопного состава серы Ru-Os сульфидов было выполнено на примере дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации [Hattori et al., 2004; Мурзин и др., 2019, 2020; Malitch et al., 2021; и др.]. Для Ru-Os сульфидов других геологических обстановок подобные исследования являются редкими [Малич и др., 2022]; для Ir-Rh сульфидов таких исследований не проводилось.

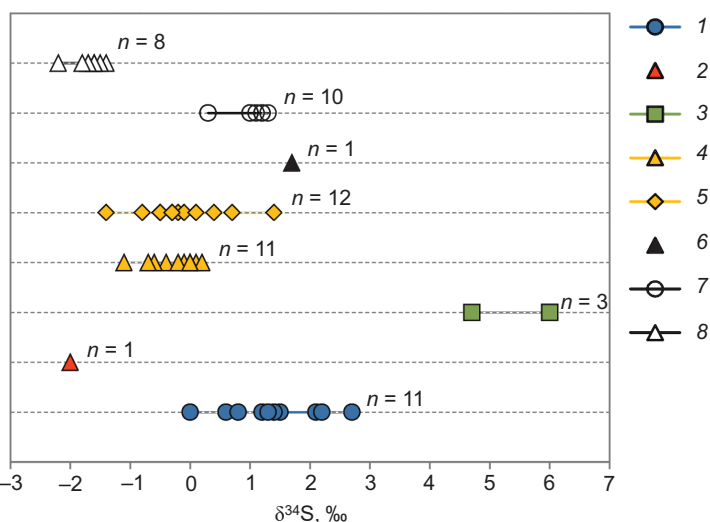
Рис. 13. Вариации изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$ (VCDT, ‰) Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит—боуит из клинопироксенит-дунитовых массивов.

1—3 — для Ru-Os сульфидов Гулинского массива соответствуют таковым на рис. 10; 4 — лаурит; 5 — Ir-Rh сульфиды ряда кашинит—боуит первичной ассоциации Светлоборского массива; 6 — лаурит первичной ассоциации Нижнетагильского массива; Ru-Os сульфиды первого (7) и второго (8) типа первичной ассоциации Гулинского массива, по [Малич и др., 2022].

Результаты по изотопному составу серы для Ru-Os сульфидов в составе первого и второго типа полиминеральных ассоциаций Гулинского массива в нашем исследовании (рис. 13) близки в пределах соответствующих погрешностей для Ru-Os сульфидов первого и второго типа, охарактеризованных ранее [Малич и др., 2022]. Близкие к нулю значения величин $\delta^{34}\text{S}$ Ru-Os сульфидов первого типа (1.4 ± 0.8 ‰, $n = 10$, данное исследование; 0.9 ± 0.4 ‰, $n = 10$ [Малич и др., 2022]) идентичны таковым в Ru-Os сульфидах из россыпей Борнео ($\delta^{34}\text{S} = 1.2 \pm 0.4$ ‰ [Hattori et al., 2004]) и Верх-Нейвинского массива ($\delta^{34}\text{S} = 2.0 \pm 0.9$ ‰ [Malitch et al., 2021]). В обоих случаях Ru-Os сульфиды пространственно связаны с мантийными разрезами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации. Хондритовые значения изотопного состава серы лаурита (RuS_2) и Ir-Rh сульфидов изоморфного ряда кашинит $(\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$ —боуит $(\text{Rh,Ir})_2\text{S}_3$ Светлоборского массива ($\delta^{34}\text{S} = -0.3 \pm 0.4$ ‰, $n = 11$ и $\delta^{34}\text{S} = 0.0 \pm 0.6$ ‰, $n = 11$ соответственно), Ru-Os сульфидов Гулинского массива, выделяемых в составе первого типа, и лаурита Нижнетагильского массива согласуются с предположением о мантийном источнике серы.

Вариации изотопного состава серы лаурита второго типа ($\delta^{34}\text{S} = -2.0 \pm 0.14$ ‰ (2SE), данное исследование; -1.7 ± 0.4 ‰, $n = 10$ [Малич и др., 2022]) оказались близки к таковым сульфидов малосульфидного платиноидного месторождения «баронского типа» ($\delta^{34}\text{S}$ от -2.6 до -1.2 ‰ [Murzin et al., 2022]), приуроченных к клинопироксенитам Волковского массива на Среднем Урале. Выявленные минералогическо-геохимические параметры фракционирования ЭПГ в ультрамафитах Гулинского массива [Малич, 1999] позволили обосновать вывод о коренных источниках МПГ, где Os-Ir сплавы и Ru-Os сульфиды характерны для дунитов и хромитов, Pt-Fe интерметаллиды — для клинопироксенитов. В данном контексте — незначительное облегчение изотопного состава серы лаурита в ассоциации с железистой платиной ($\delta^{34}\text{S} = -1.7 \pm 0.2$ ‰, $n = 10$ [Малич и др., 2022] и $\delta^{34}\text{S} = -2.0 \pm 0.14$ ‰, $n = 1$, данное исследование) по сравнению с таковым в лаурите и эрликманите в полиминеральных агрегатах с Os-Ir минералами ($\delta^{34}\text{S} = 0.9 \pm 0.4$ ‰, $n = 8$ [Малич и др., 2022] и $\delta^{34}\text{S} = 1.4 \pm 0.8$ ‰ ($n = 10$), данное исследование) может быть связано с фракционированием изотопов серы в результате ее частичного окисления при формировании МПГ клинопироксенитов, образовавшихся позднее дунитов Гулинского массива. Отметим, что роль и источник рудообразующих флюидов, а также условия, при которых ЭПГ Ir-группы (Os, Ir и Ru) мобильны, являются предметом дискуссии. Допускается, что ЭПГ Ir-группы могут быть мобилизованы из мантийных реститов окисленными флюидами, переноситься в виде газообразных оксидов (Os) или хлоридов (Ru) при высоких температурах и низкой летучести серы и осаждаться при падении значений f_{HCl} и/или f_{O_2} , и увеличении f_{S_2} или $f_{\text{H}_2\text{O}}$ [Wood, 1987, 2002; и др.]. Незначительное облегчение изотопного состава серы в лаурите Гулинского массива в составе второго типа, вероятно, обусловлено эволюцией состава рудообразующего флюида. Несмотря на выявленные отличия, особенности изотопного состава серы Ru-Os сульфидов ряда лаурит—эрликманит ($\text{Ru}\# = 2-99$) и Ir-Rh сульфидов ряда кашинит—боуит свидетельствуют в пользу ее мантийного источника.

Для As-содержащего эрликманита в составе третьей минеральной ассоциации характерен изотопно-тяжелый состав серы ($\delta^{34}\text{S} = 5.6 \pm 1.5$ ‰, $n = 3$), что согласуется со вторичной природой As-содержащего эрликманита, образующего краевую оторочку обрастания на «ядре» Ir-содержащего осмия. Значительно более широкий диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ был установлен для As-содержащих Ru-Os сульфидов, Ru-Os-Ir сульфидоарсенидов и Ir сульфидоантимонидов вторичных парагенезисов Верх-Нейвинского массива (от -4.6 до 7.6 ‰ [Murzin и др., 2020]). Предполагается, что подобные вариации могут быть обусловлены рядом факторов: 1) смешением мантийной серы с коровой «облегченной» осадочных сульфидов или «утя-



желенной» сульфатной; 2) химизмом растворов, который определяет соотношение окисленных и восстановленных форм серы в растворе [Ohmoto, 1972]; 3) возрастанием коэффициента фракционирования изотопов серы с понижением температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере рудных месторождений, представленных Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в Полярной Сибири и Нижнетагильским и Светлоборским клинопироксенит-дунитовыми массивами на Среднем Урале, охарактеризованы вещественные и изотопно-геохимические параметры платиноидной минерализации (по данным изучения Re-Os, Pt-Os, Cu и S изотопных систем). При проведении исследований был использован междисциплинарный подход с привлечением рентгеноспектрального микроанализа, Pt-Os, Re-Os, Cu и S-изотопно-геохимических методов анализа.

Суммарные концентрации ССЭ в образцах хромититов Гулинского массива варьируют в пределах 191—866 мг/т с преобладанием платиноидов Ir-группы (Os, Ir и Ru) над платиноидами Pt-группы (Rh, Pt и Pd) и Re, что согласуется с минеральной формой их нахождения в Os-Ir сплавах и лаурите (RuS_2) и также характерно для подформных хромититов из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов мира. Хромититы Нижнетагильского массива характеризуются повышенными концентрациями ЭПГ, из которых платина и иридий (1190 и 76 мг/т соответственно) доминируют над другими ЭПГ. Иридиево-платиновая специализация хромититов Нижнетагильского массива соответствует форме нахождения МПГ с преобладанием Pt-Fe минералов с включениями Os-Ir сплавов.

В рамках Re-Os системы среднее первичное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для всех образцов МПГ Гулинского массива, полученное с помощью метода LA MC-ICP-MS и составляющее 0.12439 ± 0.00013 ($\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.76 \pm 0.10$ (2SD, $n = 14$), в пределах соответствующих погрешностей неотлично от начального значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетного значения $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$, установленных для образцов самородного осмия и хромитита при помощи метода N-TIMS (0.12457 ± 0.00019 (2SD), -0.61 ± 0.16 (2SD), $n = 2$ и 0.1244256 ± 0.0000007 (2SE), $\gamma^{187}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})} = -0.728 \pm 0.001$ (2SE) соответственно). В рамках Pt-Os системы первичное значение $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для этого же образца хромитита (0.1198378 ± 0.0000007 и -2 ± 6 (2SE) соответственно) является хондритовым. Среднее расчетное значение $\mu^{186}\text{Os}_{(T=250 \text{ млн лет})}$ для образцов самородного осмия ($+16.5 \pm 6.6$, 2SD) тяготеет к верхней части хондритового диапазона составов. Высокоточные Re-Os и Pt-Os изотопные данные свидетельствуют, что содержания ССЭ, характерные для МПГ и хромититов Гулинского массива, в значительной степени контролировались составом мантийного источника, который эволюционировал с интегрированными по времени околохондритовыми Re/Os и Pt/Os отношениями; этот источник находится в пределах Re-Os и Pt-Os изотопных параметров, характерных для большинства источников коматитов и части абиссальных перидотитов.

Особенности изотопного состава меди для железистой платины и изоферроплатины для изучаемых месторождений в пределах погрешности оказались неотличимы друг от друга и характеризуются значениями $\delta^{65}\text{Cu}$, близкими к 0 ‰, что типично для высокотемпературных Cu-содержащих минералов. Значения изотопного состава серы лаурита (RuS_2) и Ir-Rh сульфидов изоморфного ряда кашинит $(\text{Ir,Rh})_2\text{S}_3$ —боуит $(\text{Rh,Ir})_2\text{S}_3$ Светлоборского массива ($\delta^{34}\text{S} = -0.3 \pm 0.4$ ‰, $n = 11$ и $\delta^{34}\text{S} = 0.0 \pm 0.6$ ‰, $n = 11$ соответственно), Ru-Os сульфидов Гулинского массива, выделяемых в составе первого и второго типов ($\delta^{34}\text{S} = 1.4 \pm 0.8$ ‰, $n = 10$ и $\delta^{34}\text{S} = -2.0 \pm 0.14$ ‰, $n = 1$ соответственно), и лаурита Нижнетагильского массива ($\delta^{34}\text{S} = 1.7 \pm 0.14$ ‰, $n = 1$) согласуются с предположением о мантийном источнике серы. Для As-содержащего эрликманита в составе третьей минеральной ассоциации Гулинского массива характерен изотопно-тяжелый состав серы (5.6 ± 1.5 ‰, $n = 3$), что согласуется со вторичной природой As-содержащего эрликманита, образующего красную оторочку обрастания на «ядре» Ir-содержащего осмия.

Таким образом, использование оригинальных подходов при изучении минералого-геохимических и изотопных характеристик рудного вещества позволяет по-новому охарактеризовать условия образования минеральных ассоциаций платиноидов в составе платинометалльных месторождений двух провинций России.

Авторы признательны В.А. Булатову, Т. Майзелу, В. Палиулионитэ и Н.С. Чебыкину за помощь при проведении минералого-геохимических исследований и рецензентам д.г.-м.н. Е.О. Дубининой и д.г.-м.н. О.М. Туркиной за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00140, <https://rscf.ru/project/22-27-00140/> и НИР № 12022600107-1 государственного задания ИГГ УрО РАН).

ЛИТЕРАТУРА

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. Минералого-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // Труды ИГГ УрО РАН, 2013, вып. 160, с. 188—192.

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Проскурнин В.Ф. Геохимические особенности платиноидов и золота в хромититах дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Труды ИГГ УрО РАН, 2019, вып. 166, с. 95—101.

Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А., Лопатин Г.Г., Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Самородный осмий и иридосмин Гулинского массива // ДАН, 1992, т. 323, № 4, с. 748—751.

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

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975, 271 с.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. Платиноносность ультрамафитов и хромовых руд альпинотипных массивов Главного офиолитового пояса Урала // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 2, с. 182—200.

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

Егоров Л.С. Ййолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л., Недра, 1991, 260 с.

Ефимов А.А. Проблема дунита // Советская геология, 1966, № 5, с. 13—27.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л., Геологический комитет, 1928, 56 с.

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

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург, Изд-во Уральского ун-та, 1997, 488 с.

Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Новый локальный метод для определения изотопного состава серы в сульфидах с использованием изотопного масс-спектрометра с лазерной абляцией // Масс-спектрометрия, 2013, т. 10, № 4, с. 255—263.

Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ййолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия, 1994, т. 31, № 11, с. 1568—1576.

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

Коротков В.А., Кузнецов А.П., Лейкин А.Ю., Великая Т.И. Масс-спектрометрическое определение Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Os, Au и Ag с предварительным коллектированием на никелевый штейн без сброса матрицы // XI Международная Черняевская конференция по химии, аналитике и технологии платиновых металлов. Тезисы докладов. Новосибирск, ИНХ СО РАН, 2016, с. 127.

Костоянов А.И. Модельный Re-Os возраст самородных платиновых минералов // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 6, с. 540—545.

Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Распределение элементов платиновой группы в меймечитах Маймеча-Котуйской провинции // ДАН, 1992, т. 322, № 6, с. 1141—1144.

Ланда Э.А., Ляпунов С.М. О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского массива и генезисе этих пород // Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 243—245.

Малахов И.А. Условия формирования зональных массивов платиноносного пояса Урала и приуроченного к ним платинового оруденения // Материалы Уральской летней минералогической школы — 99. Екатеринбург, УГГА, 1999, с. 101—112.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999, 296 с.

Малич К.Н., Рудашевский Н.С. О коренной минерализации платиноидов хромититов Гулинского массива // ДАН, 1992, т. 325, № 5, с. 1026—1029.

Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений, 1997, т. 39, № 3, с. 247—257.

Малич К.Н., Оже Т. Состав включений в минералах осмия — индикатор условий образования Гулинского ультраосновного массива // ДАН, 1998, т. 361, № 6, с. 812—814.

Малич К.Н., Костоянов А.И. Модельный Re-Os-возраст платиноидной минерализации Гулинского массива (север Сибирской платформы, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 2, с. 143—153.

Малич К.Н., Баданина И.Ю. Железо-платиновые сплавы хромититов Нижнетагильского и Кондерского клинопироксенит-дунитовых массивов (Россия) // ДАН, 2015, т. 462, № 6, с. 692—695, doi: 10.7868/S0869565215180188.

Малич К.Н., Гончаров М.М., Лопатин Г.Г., Оже Т. Осмиеносность Гулинского клинопироксенит-дунитового массива // Недра Таймыра. СПб, ВСЕГЕИ, вып. 1, 1995, с. 62—84.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Гончаров М.М., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г., Туганова Е.В. Маймеч-Котуйский регион — новая платинометаллическая провинция России // ДАН, 1996, т. 348, № 2, с. 232—235.

Малич К.Н., Малич Н.С., Симонов О.Н., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г. Иридиево-осмиевые россыпи Маймеч-Котуйской провинции — новый российский источник тугоплавких платиноидов // Отечественная геология, 1998, № 3, с. 30—34.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромититов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // ДАН, 2011, т. 441, № 1, с. 83—87.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2015, № 12, с. 65—83.

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 (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 1, с. 3—22, doi: 10.7868/S0016777015050032.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю., Хиллер В.В. Коренная платиноидная минерализация зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (Россия) // ДАН, 2017, т. 476, № 4, с. 440—444, doi: 10.7868/S0869565217280180.

Малич К.Н., Когарко Л.Н., Баданина И.Ю., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Изотопный состав серы Ru-Os сульфидов Гулинского массива (Маймеч-Котуйская провинция, Россия): первые данные // ДАН, 2022, т. 507, № 2, с. 194—201, doi: 10.31857/S2686739722601752.

Малич К.Н., Солошенко Н.Г., Вотяков С.Л., Баданина И.Ю., Окунева Т.Г., Сидорук А.Р. Изотопный состав меди Pt-Fe минералов Нижнетагильского массива, Средний Урал: первые данные // ДАН, 2023, т. 509, № 2, с. 190—197, doi: 10.31857/S2686739722602721.

Мосин К.И. История добычи платины на Урале. Нижняя Тура, Нижнетуринская типография, 2002, 246 с.

Мочалов А.Г. Минеральные ряды минералогического-геохимического типов россыпей платиноидов (основа локального прогноза) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М., Наука, 1994, с. 225—234.

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.

Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Назимова Ю.В., Перцев А.Н., Вильданова Е.Ю. Вариации состава «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6, с. 556—570.

Мурзин В.В., Баданина И.Ю., Малич К.Н., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Изотопный состав серы Ru-Os сульфидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал (Россия): первые данные // ДАН, 2019, т. 448, № 2, с. 185—188, doi: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524882185-188>.

Мурзин В.В., Баданина И.Ю., Малич К.Н., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А. Изотопный состав серы вторичных Ru-Os-Ir сульфидов и сульфоарсенидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале // Вестник Геонаук, 2020, № 9, с. 7—13, doi: 10.19110/geov.2020.9.2.

Округин А.В. Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромитовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63—75.

Округин А.В. Образование крупных самородков платины в хромититовых рудах мафит-ультрамафитовых пород // Наука и образование, 2011, № 3, с. 16—20.

Пухтель И.С. Re-Os изотопная систематика и содержания ССЭ в коматитах и базальтах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (юго-восток Фенноскандинавского щита) как индикато-

ры скорости перемешивания мантии Земли // *Петрология*, 2022, т. 30, № 6, с. 574—595, doi: 10.31857/S086959032206005X.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родемани Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // *Геология рудных месторождений*, 2015, т. 57, № 5, с. 394—423, doi: 10.7868/S0016777015050044.

Россыпные месторождения России и других стран СНГ (минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) / Под ред. Н.П. Лаверова, Н.Г. Патык-Кара. М., Научный мир, 1997, 479 с.

Рудашевский Н.С. Платиноиды в породах ультрамафитовых формаций (минералогия и генезис): Автореф. дис.... д. г.-м. н. Л., ЛГИ, 1989, 42 с.

Рудашевский Н.С., Костоянов А.И., Рудашевский В.Н. Минералогические и изотопные свидетельства происхождения массивов альпинотипной формации (на примере Усть-Бельского массива, Корякское нагорье) // *Зап. ВМО*, 1999, т. 128, № 4, с. 11—28.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск, Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.

Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М., Научный мир, 2012, 288 с.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // *Петрология*, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.

Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // *Тихоокеанская геология*, 2017, т. 36, № 6, с. 70—93.

Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Приходько В.С. Эволюция высокомагнезиальных расплавов в процессах кристаллизации пород ультрамафитовых массивов Сибирской платформы // *ДАН*, 2019, т. 487, № 2, с. 203—207, doi: 10.31857/S0869-56524872203-207.

Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района: Автореф. дис.... к. г.-м. н. М., ИГЕМ РАН, 2000, 26 с.

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, doi: 10.7868/S0016777017030066.

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*. Т. 2. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 2009, с. 212—215.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (6), с. 775—793.

Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // *Геотектоника*, 2010, № 4, с. 65—86.

Ahmed A.H., Hanghøj K., Kelemen P.B., Hart S.R., Arai S. Osmium isotope systematics of the Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic chromitites: In situ ion probe analysis of primary Os-rich PGM // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 245, p. 777—791.

Andrews D.R.A., Brennan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite + Ru–Os–Ir alloy // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40, p. 1705—1716.

Augé 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, doi: 10.2113/gsecongeo.100.4.707.

Aulbach S., Mungall J.E., Pearson D.G. Distribution and processing of highly siderophile elements in cratonic mantle lithosphere // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2016, v. 81, p. 239—304, doi: 10.2138/rmg.2016.81.5.

Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Meisel T.C. Closed-system behaviour of the Re–Os isotope system recorded in primary and secondary platinum-group mineral assemblages: evidence from a mantle chromitite at Harold's Grave (Shetland Ophiolite Complex, Scotland) // *Ore Geol. Rev.*, 2016, v. 75, p. 174—185, doi: 10.1016/j.oregeorev.2015.12.014.

Becker H., Dale C.W. Re–Pt–Os Isotopic and highly siderophile element behavior in oceanic and continental mantle tectonites // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2016, v. 81, p. 369—440, doi: 10.2138/rmg.2016.81.7.

Begemann F., Ludwig K.R., Lugmair G.W., Min K., Nyquist L.E., Patchett P.J., Renne P.R., Shih C.-Y., Villa I.M., Walker R.J. Call for an improved set of decay constants for geochronological use // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001, v. 65 (1), p. 111—121, doi: 10.1016/S0016-7037(00)00512-3.

Bird J.M., Meibom A., Frei R., Nägler T.F. Osmium and lead isotopes of rare OsIrRu minerals: derivation from the core–mantle boundary region? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 170, p. 83—92.

Brandon A.D., Snow J.E., Walker R.J., Morgan J.W., Mock T.D. ^{190}Pt – ^{186}Os and ^{187}Re – ^{187}Os systematics of abyssal peridotites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 177, p. 319—335, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00044-3.

Brandon A.D., Humayun M., Puchtel I.S., Zolensky M. Re–Os isotopic systematics and platinum group element composition of the Tagish Lake carbonaceous chondrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, p. 1619—1631, doi: 10.1016/j.gca.2004.10.005.

Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S. Platinum–osmium isotope evolution of the Earth's mantle: Constraints from chondrites and Os-rich alloys // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 2093—2103, doi: 10.1016/j.gca.2006.01.005.

Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world // *Explor. Min. Geol.*, 1996, v. 5, p. 73—167.

Coggon J.A., Nowell G.M., Pearson D.G., Parman S.W. Application of the ^{190}Pt – ^{186}Os isotope system to dating platinum mineralization and ophiolite formation: An example from the Meratus Mountains, Borneo // *Econ. Geol.*, 2011, v. 106, p. 93—117, doi: 10.2113/econgeo.106.1.93.

Coggon J.A., Nowell G.M., Pearson D.G., Oberthür T., Lorand J.-P., Melcher F., Parman S.W. The ^{190}Pt – ^{186}Os decay system applied to dating platinum-group element mineralization of the Bushveld Complex, South Africa // *Chem. Geol.*, 2012, v. 302—303, p. 48—60.

Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium, and iridium // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 397—401, doi: 10.1016/0016-7037(91)90427-7.

Day J.M.D., Walker R.J., Warren J.M. ^{186}Os – ^{187}Os and highly siderophile element abundance systematics of the mantle revealed by abyssal peridotites and Os-rich alloys // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2017, v. 200, p. 232—254, doi: 10.1016/j.gca.2016.12.013.

Dickin A.P., Richardson J.M., Crockett J.H., McNutt R.H., Peredery W.V. Osmium isotope evidence for a crustal origin of platinum group elements in the Sudbury nickel ore, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 3531—3537, doi: 10.1016/0016-7037(92)90396-Z.

Dijkstra A.H., Dale C.W., Oberthür T., Nowell G.M., Pearson D.G. Osmium isotope compositions of detrital Os-rich alloys from the Rhine River provide evidence for a global late Mesoproterozoic mantle depletion event // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2016, v. 452, p. 115—122, doi: 10.1016/j.epsl.2016.07.047.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Prokof'ev V.Yu., Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V., Mun Ya.V. Hydrothermal platinum mineralization of the Waterberg Deposit (Transvaal, South Africa) // *Geol. Ore Deposits*, 2000, v. 42 (4), p. 328—339.

Evstigneeva T., Tarkian M. Synthesis of platinum-group minerals under hydrothermal conditions // *Eur. J. Mineral.*, 1996, v. 8, p. 549—564.

Faure G., Mensing T.M. Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Hoboken, NJ, Wiley, 2005, 897 p.

Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F. Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2010, v. 74, p. 356—379, doi: 10.1016/j.gca.2009.09.024.

Gao X., Thiemens M.H. Isotopic composition and concentration of sulfur in carbonaceous chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993a, v. 57, p. 3159—3169.

Gao X., Thiemens M.H. Variations of the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993b, v. 57, p. 3171—3176.

Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian-Alaskan-type Kytlym and Uktus complexes, northern and central Urals, Russia // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40 (2), p. 357—376.

Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia) // *Miner. Deposita*, 2003, v. 38, p. 312—326.

González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // *Lithos*, 2014, v. 189, p. 127—139, doi: 10.1016/j.lithos.2013.06.016.

González-Jiménez J.M., Locmelis M., Belousova E., Griffin W., Gervilla F., Kerestedjian T.N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Sergeeva I. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the

metamorphosed ultramafic massif of Dobromirski (Bulgaria) // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 555—574, doi: 10.1016/j.gr.2013.09.020.

González-Jiménez J.M., Mondal S.K., Ghosh B., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Re-Os isotope systematics of sulfides in chromitites and host lherzolites of the Andaman ophiolite, India // *Minerals*, 2020, v. 10, 686, doi: 10.3390/min10080686.

Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., O'Reilly S.Y. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu–Au deposit // *Chem. Geol.*, 2004, v. 207, p. 147—169, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.02.009.

Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: Review and revision // *Can. Mineral.*, 1991, v. 29, p. 231—237.

Hart S.R., Kinloch E.D. Osmium isotope systematics in Witwatersrand and Bushveld ore deposits // *Econ. Geol.*, 1989, v. 84, p. 1651—1655.

Hattori K. A review of rhenium-osmium isotope geochemistry of platinum-group minerals and platinum mineralization // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* / Eds. L.J. Cabri. Spec. Vol. 54. Can. Inst. Min. Metall. Pet., 2002, p. 251—271.

Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group-mineral nuggets inferred from an osmium-isotope study // *Can. Mineral.*, 1992, v. 30, p. 289—301.

Hattori K., Hart S.R. Osmium-isotope ratios of platinum-group minerals associated with ultramafic intrusions: Os-isotopic evolution of the oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 107, p. 499—514.

Hattori K.H., Cabri L.J., Johanson B., Zientek M.L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // *Mineral. Mag.*, 2004, v. 68, p. 353—368, doi: 10.1180/0026461046820192.

Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.*, 2018, v. 493, p. 316—326, doi: 10.1016/j.chemgeo.2018.06.006.

Johan Z. Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* / Ed. L.J. Cabri. Spec. Vol. 54. Can. Inst. Min. Metall. Pet., 2002, p. 669—719.

Johan Z. Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineral. Petrol.*, 2006, v. 87, p. 1—30.

Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha–Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // *Mineral. Petrol.*, 2007, v. 89, p. 113—132.

Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia) // *Ore Geol. Rev.*, 2021, v. 130, 103947, doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103947.

Lambert D.D., Walker R.J., Morgan J.W., Shirey S.B., Carlson R.W., Zientek M.L., Lipin B.R., Koski M.S., Cooper R.L. Re–Os and Sm–Nd isotope geochemistry of the Stillwater Complex, Montana: Implications for the petrogenesis of the J-M Reef // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 1717—1753, doi: 10.1093/petrology/35.6.1717.

Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // *Chem. Geol.*, 2003, v. 201 (3—4), p. 337—350, doi: 10.1016/j.chemgeo.2003.08.006.

Luguet A., Nowell G.M., Pushkarev E., Ballhaus C., Wirth R., Schreiber A., Gottman I. ¹⁹⁰Pt–¹⁸⁶Os geochronometer reveals open system behaviour of ¹⁹⁰Pt–⁴He isotope system // *Geochem. Perspect. Lett.*, 2019, v. 11, p. 44—48, doi: 10.7185/geochemlet.1924.

Malitch K.N. Osmium isotope constraints on contrasting sources and prolonged melting in the Proterozoic upper mantle: evidence from ophiolitic Ru–Os sulfides and Ru–Os–Ir alloys // *Chem. Geol.*, 2004, v. 208, p. 157—173, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.04.010.

Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt–Fe nuggets derived from clinopyroxenite–dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40, p. 395—418, doi: 10.2113/cscanmin.40.2.395.

Malitch K.N., Latypov R.M. Re–Os and S isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE–Cu–Ni sulfide ores: A case study at the Talnakh ore junction, Noril'sk province, Russia // *Can. Mineral.*, 2011, v. 49 (6), p. 1653—1677, doi: 10.3749/canmin.49.6.1653.

Malitch K.N., Melcher F., Mühlhans H. Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria // *Mineral. Petrol.*, 2001, v. 73, p. 247—277, doi: 10.1007/s007100170002.

Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study // *Mineral. Petrol.*, 2002, v. 76, p. 121—148, doi: 10.1007/s00710-001-0191-y.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Knauf V.V., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Laurite and zircon from the Finero chromitites (Italy): New insights into evolution of the subcontinental mantle // *Ore Geol. Rev.*, 2017, v. 90, p. 210—225, doi: 10.1016/j.oregeorev.2017.06.027.

Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badanina I.Yu. Contrasting platinum-group mineral assemblages of the Kondyor massif (Russia): Implications for the sources of HSE in zoned-type ultramafic massifs // *Lithos*, 2020, v. 376—377, 105800, doi: 10.1016/j.lithos.2020.105800.

Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. Origin of Ru-Os sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S-Os isotope evidence // *Minerals*, 2021, v. 11 (3), 329, doi: 10.3390/min11030329.

Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badanina I.Yu. A combined Re-Os and Pt-Os isotope and HSE abundance study of Ru-Os-Ir alloys from the Kunar and Unga placer deposits, the Taimyr Peninsula, Polar Siberia // *Minerals*, 2022, v. 12 (11), 1463, doi: 10.3390/min12111463.

Marchesi C., González-Jiménez J.M., Gervilla F., Garrido C.J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Proenza J.A., Pearson N.J. In situ Re-Os isotopic analysis of platinum-group minerals from the Mayarí-Cristal ophiolitic massif (Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt, eastern Cuba): Implications for the origin of Os-isotope heterogeneities in podiform chromitites // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, v. 161, p. 977—990, doi: 10.1007/s00410-010-0575-2.

Maréchal C., Albarède F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 1499—1509.

Massalski T.B. Binary alloy phase diagrams. ASM, Metals Park, OH, 1993, 2224 p.

Mathur R., Titley S., Barra F., Brantley S., Wilson M., Phillips A., Munizaga F., Maksaev V., Vervoort J., Hart G. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits // *J. Geochem. Explor.*, 2009, v. 102 (1), p. 1—6, doi: 10.1016/j.gexplo.2008.09.004.

Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., van Egmond R. Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Cañariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // *Miner. Deposita*, 2012, v. 47, p. 755—762, doi: 10.1007/s00126-012-0439-y.

McCandless T.E., Ruiz J. Osmium isotopes and crustal sources for platinum-group mineralization in the Bushveld Complex, South Africa // *Geology*, 1991, v. 19, p. 1225—1228, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<1225:OI-ACSF>2.3.CO;2.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253, doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

Meibom A., Frei R., Sleep N.H. Osmium isotopic compositions of Os-rich platinum group element alloys from the Klamath and Siskiyou Mountains // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B02203.

Meisel T., Moser J., Fellner N., Wegscheider W., Schoenberg R. Simplified method for the determination of Ru, Pd, Re, Os, Ir and Pt in chromitites and other geological materials by isotope dilution ICP-MS and acid digestion // *Analyst*, 2001a, v. 126, p. 322—328.

Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.-P. Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2001b, v. 65, p. 1311—1323, doi: 10.1016/S0016-7037(00)00566-4.

Meisel T., Fellner N., Moser J. A simple procedure for the determination of platinum group elements and rhenium (Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir and Pt) using ID-ICP-MS with an inexpensive on-line matrix separation in geological and environmental materials // *J. Anal. At. Spectrom.*, 2003, v. 18, p. 720—726.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 1419—1458, doi: 10.1093/ptroj/38.10.1419.

Melcher F. Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. Habilitation Thesis. Leoben, Min. Univ. Leoben, 2000, 202 p.

Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T. The gold–palladium Ozernoe occurrence (Polar Urals, Russia): mineralogy, conditions of formation, sources of ore matter and fluid // *Minerals*, 2022, v. 12, 765, doi: 10.3390/min12060765.

Nowell G.M., Pearson D.G., Parman S.W., Luguet A., Hanski E. Precise and accurate $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ measurements by Multi-collector Plasma Ionisation Mass Spectrometry, part II: Laser ablation and its application to single-grain Pt–Os and Re–Os geochronology // *Chem. Geol.*, 2008, v. 248, p. 394—426, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.12.004.

Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // *Econ. Geol.*, 1972, v. 67, p. 551—578.

Okrugin A.V. Mineralogy, types, and origin of the platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // *Int. Geol. Rev.*, 1998, v. 40, p. 677—687.

Okuneva T.G., Karpova S.V., Streletskaia M.V., Soloshenko N.G., Kiseleva D.V. The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin // *Geodyn. Tectonophys.*, 2022, v. 13 (2s), 0615, doi: 10.5800/GT-2022-13- 2s-0615.

Paliulionyte V., Meisel T., Ramminger P., Kettisch P. High pressure asher digestion and an isotope dilution-ICP-MS method for the determination of platinum-group element concentrations in chromitite reference materials CHR-Bkg, GAN Pt-1 and HHH // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2006, v. 30, p. 87—96.

Pearson D.G., Parman S.W., Nowell G.M. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes // *Nature*, 2007, v. 449, p. 202—205, doi: 10.1038/nature06122.

Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M. Precise Pt–Re–Os isotope systematics of the mantle from 2.7-Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 224 (1—2), p. 157—174, doi: 10.1016/j.epsl.2004.04.035.

Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M., Walker R.J. Evidence for the early differentiation of the core from Pt–Re–Os isotope systematics of 2.8-Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 237, p. 118—134, doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.023.

Puchtel I.S., Humayun M., Walker R.J. Os–Pb–Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Precambrian Res.*, 2007, v. 158 (1—2), p. 119—137, doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.004.

Puchtel I.S., Walker R.J., Anhaeusser C.R., Gruau G. Re–Os isotope systematics and HSE abundances of the 3.5Ga Schapenburg komatiites, South Africa: Hydrous melting or prolonged survival of primordial heterogeneities in the mantle? // *Chem. Geol.*, 2009a, v. 262 (3—4), p. 355—369, doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.006.

Puchtel I.S., Walker R.J., Brandon A.D., Nisbet E.G. Pt–Re–Os and Sm–Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7 Ga Belingwe and Abitibi komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009b, v. 73 (20), p. 6367—6389, doi: 10.1016/j.gca.2009.07.022.

Puchtel I.S., Walker R.J., Touboul M., Nisbet E.G., Byerly G.R. Insights into Early Earth from the Pt–Re–Os isotope and highly siderophile element abundance systematics of Barberton komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 125, p. 394—413, doi: 10.1016/j.gca.2013.10.013.

Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M., Horan M.F., Walker R.J. The coupled ^{182}W – ^{142}Nd record of early terrestrial mantle differentiation // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2016a, v. 17 (6), p. 2168—2193, doi: 10.1016/j.gca.2016.02.027.

Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R.J., Brandon A.D., Nicklas R.W., Kulikov V.S., Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean—Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 2016b, v. 180, p. 227—255, doi: 10.1002/2016GC006324.

Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M., Walker R.J. ^{182}W and HSE constraints from 2.7 Ga komatiites on the heterogeneous nature of the Archean mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2018, v. 228, p. 1—26, doi: 10.1016/j.gca.2018.02.030.

Puchtel I.S., Mundl-Petermeier A., Horan M., Hanski E.J., Blichert-Toft J., Walker R.J. Ultra-depleted 2.05Ga komatiites of Finnish Lapland: Products of grainy late accretion or core-mantle interaction? // *Chem. Geol.*, 2020, v. 554, 119801, doi: 10.1016/j.chemgeo.2020.119801.

Puchtel I.S., Nicklas R.W., Slagle J., Horan M., Walker R.J., Nisbet E.G., Locmelis M. Early global mantle chemical and isotope heterogeneity revealed by the komatiite-basalt record: The Western Australia connection // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2022, v. 320, p. 238—278, doi: 10.1016/j.gca.2021.11.030.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20, doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.030.

Reisberg L., Zindler A., Marcantonio F., White W., Wyman D., Weaver B. Os isotope systematics in ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 120, p. 149—167.

Ripley E.M., Li C. Applications of stable and radiogenic isotopes to magmatic Cu–Ni–PGE deposits: examples and cautions // *Earth Sci. Front.*, 2007, v. 14 (5), p. 124—132, doi: 10.1016/S1872-5791(07)60041-4.

Rudnick R.L., Walker R.J. Interpreting ages from Re–Os isotopes in peridotites // *Lithos*, 2009, v. 112, p. 1083—1095, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.042.

Shi R., Alard O., Zhi X., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X. Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 261, p. 33—48.

Shirey S.B., Walker R.J. Re–Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, v. 26, p. 423—500, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.423.

- Sidorov E., Kuttyrev A., Chubarov V., Zhitova E.** Platinum mineralization of the Epilchik Ural-Alaskan type zoned complex (Far East Russia) // *Miner. Deposita*, 2021, v. 56, p. 143—160.
- Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W.** Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB meteorites // *Science*, 1996, v. 271, p. 1099—1102, doi: 10.1126/science.271.5252.1099.
- Snow J.E., Reisberg L.** Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 133, p. 411—421.
- Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.-L., Allègre C.J.** Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // *Chem. Geol.*, 2007, v. 240, p. 61—84, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.02.006.
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé 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. 2297—2318, doi: 10.1093/petrology/egv077.
- Thode H., Monster J., Dunford H.** Sulphur isotope geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1961, v. 25, p. 159—174.
- Tolstykh N.D., Krivenko A.P., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O., Podlipsky M.Yu.** Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geol. Rev.*, 2002, v. 20, p. 1—25.
- Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P.** Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // *Exploration for Platinum-Group Elements Deposits* / Ed. J.E. Mungall. Short Course Ser. MAC, 2005, v. 35, Ch. 6, 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.
- Walker R.J.** Siderophile elements in tracing planetary formation and evolution // *Geochem. Perspect.*, 2016, v. 5 (1), p. 1—145.
- Walker R.J., Morgan J.W., Naldrett A.J., Li C., Fassett J.D.** Re-Os isotope systematics of Ni-Cu sulfide ores, Sudbury igneous complex: evidence for a major crustal component // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 105, p. 416—429.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Fedorenko V.A., Kunilov V.E.** Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Norilsk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 4179—4197.
- Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E.** Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002a, v. 66 (23), p. 4187—4201, doi: 10.1016/S0016-7037(02)01003-7.
- Walker R.J., Prichard H.M., Ishiwatari A., Pimentel M.** The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002b, v. 66 (2), p. 329—345, doi: 10.1016/S0016-7037(01)00767-0.
- Walker R.J., Brandon A.D., Bird J.M., Piccoli P.M., McDonough W.F., Ash R.D.** ^{187}Os — ^{186}Os systematics of Os-Ir-Ru alloy grains from southwestern Oregon // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 230 (1—2), p. 211—226, doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.009.
- Weiser T., Bachmann H.-G.** Platinum-group minerals from the Aikora River area, Papua New Guinea // *Can. Mineral.*, 1999, v. 37, p. 1131—1145.
- Wood S.A.** Thermodynamic calculations of the volatility of the platinum group elements (PGE): The PGE content of fluids at magmatic temperatures // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 3041—3050, doi: 10.1016/0016-7037(87)90377-2.
- Wood S.A.** The aqueous geochemistry of the platinum group elements with applications to ore deposits // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Beneficiation of the Platinum-Group Elements* / Ed. L.J. Cabri. Spec. Vol. 54. Can. Inst. Min. Metall. Pet., 2002, p. 211—249.