

Часть 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

М. А. Юдовская

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
maiya@igem.ru*

Условия формирования платиноносных рифов расслоенных интрузий в свете новых данных по комплексу Бушвельд, ЮАР

В настоящей работе рассмотрены современные модели формирования платиноносных рифовых горизонтов в расслоенных интрузиях. Термин «риф» традиционно используется для обозначения выдержанных слоев с экономической или субэкономической минерализацией вне зависимости от типа минерального сырья и происхождения расслоенности. В Южной Африке этот термин используется для обозначения магматических горизонтов с ЭПГ минерализацией в расслоенных интрузиях, а также золотоносных пластов бассейна Витватерсранд и стратиформных тел богатых руд в медистых песчаниках.

Гипотезы происхождения рифов в расслоенных интрузиях неразрывно связаны с концепциями происхождения расслоенности. Господствовавшая долгое время кумулатная модель [Wager, Brown, 1968], в строгом смысле этого термина, предполагает отложение и сортировку кумулусных минералов на дне магматического бассейна из вышележащего объема расплава. В ее рамках предполагается, что платиноносные горизонты формировались путем гравитационного осаждения несмешиваемых сульфидных капель сверху вниз или, альтернативно, при переносе металлов в составе отделяющихся флюидов или мигрирующего флюдонасыщенного интерстиционного расплава снизу вверх. Неограниченно большой объем расплава, из которого металлы фракционируют в сульфид [Campbell, Naldrett, 1979], или огромная мощность накопленных кумулатов, сопровождающаяся фракционированием металлов в остаточный флюид-расплав, обеспечивают концентрирование платиновых металлов при первично рядовых содержаниях в исходной магме.

Последнее время модель последовательных многократных внедрений как механизм становления крупных расслоенных плутонов получает все большее признание [Naldrett et al., 2011]. Основные аргументы в ее пользу вытекают как из наблюдений за проявлениями современного магматизма, так из данных по древним комплексам: 1) отсутствие геофизических доказательств существования современных магматических очагов в земной коре по масштабам сравнимых с телами расслоенных интрузивов; 2) очевидность последовательных внедрений при формировании интрузий в океанической коре; 3) секущие, реакционные и эрозионные контакты между составными частями расслоенных серий; 4) многократные реверсивные петрохимические тренды составов пород и минералов обратные тренду дифференциации, свидетельствующие об открытости системы; 5) изотопная гетерогенность, указывающая на смешение продуктов нескольких первичных магм.

Кумулатная модель традиционно развивалась на примере разрезов восточного и западного лимбов комплекса Бушвельд, которые характеризуются схожим строением, близким к таковым других хорошо изученных классических интрузивов, ранее трактуемых как результат кристаллизации в закрытой системе (прежде всего Скаергард, а также Великая Дайка, Стиллуотер, Рам и др.). Крупнейший на Земле расслоенный комплекс Бушвельд вмещает больше трех четвертей мировых запасов элементов платиновой группы (ЭПГ) и больше половины мировых запасов хрома [Naldrett et al., 2011], наряду с гигантскими запасами сопутствующих Ni, Cu, Au, Ag и других халькофильных металлов, месторождениями ванадиеносных титаномагнетитов, Sn и флюорита. Комплекс сложен пятью лимбами (восточным, западным, дальним западным, юго-восточным и северным), внедрившимися на различных уровнях и эродированных в различной степени. Кислые лавы формации Руйберг сформировали крышу комплекса, под которой происходило внедрение базит-ультрабазитовых пород серии Растенбург, подразделяющихся снизу вверх по разрезу на Краевую, Нижнюю, Критическую, Главную и Верхнюю Зоны. Внедрение гранитов Лебова и гранофиоров Рашуп завершило становление комплекса. Массивные хромититы являются характерной чертой расслоенного разреза Критической Зоны комплекса Бушвельд и объединяются в Нижнюю (LG), Среднюю (MG) и Верхнюю (UG) группы [Cousins, Feringa, 1964]. Нижняя Критическая Зона содержит шесть или семь слоев LG-хромититов, Верхняя Критическая Зона – два или три слоя UG-хромититов, тогда как два нижних слоя MG-хромититов относятся к Нижней, а два верхних – к Верхней Критической Зоне, т.к. эта граница проводится по подошве слоя анортозитов, знаменующего собой первое появление кумулюсного плагиоклаза в разрезе Критической Зоны. Кроме того, тонкие прослои хромититов развиты в пределах циклических пачек Меренского Рифа и Бастарда. Общая тенденция снижения содержаний Cr в хромитах и увеличения содержания ЭПГ в хромититах снизу вверх согласуется с генеральным трендом дифференциации комплекса в целом, так что верхние UG2 хромититы содержат обычно экономические 4–8 г/т ЭПГ. Различные механизмы, предлагавшиеся для объяснения возникновения мономинеральных хромититовых слоев, предполагают, что их образование должно быть результатом резкого нарушения стабильного процесса дифференционной кристаллизации, связанного с: 1) изменением давления [Cawthorn, 2005]; 2) смещением нового примитивного расплава и дифференциатов в камере [Irvine, 1977]; 3) внедрением новой порции расплава, несущего суспензию кристаллов хромита [Mondal, Mathez, 2007]; 4) контаминацией новых порций расплава кислым материалом крыши комплекса [Kinnaird et al., 2002].

К настоящему времени модель многократных внедрений принимается большинством исследователей Бушвельда, а наиболее убедительные свидетельства получены для северного лимба, строение которого отличается от строения ранее изученных западного и восточного лимбов. Новые изотопно-геохимические данные и результаты геологического картирования рифовых горизонтов Платрифа в северном лимбе Бушвельда показывают, что рифовые горизонты не могли сформироваться ни путем накопления снизу вверх, ни сверху вниз, т.к. локализованы в маломощных интрузиях, которые имеют несогласные взаимоотношения с перекрывающими и подстилающими породами. Данные по зональному минералого-геохимическому строению рифов, кроме того, не согласуются с идеей о поступлении платиновых минералов в виде ранних фенокритов совместно с хромитом в составе магматической «каши» из промежуточного очага. Наблюдаемая картина более соответствует кристаллизации каждого отдельного внедрения на месте с возможным перераспределением в термальном поле последующих инъекций расплавов.

Литература

- Campbell I. H., Naldrett A. J.* The influence of silicate:sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides // *Economic Geology*. 1979. Vol. 74. P. 1503–1506.
- Cawthorn R. G.* Pressure fluctuations and formation of the PGE-rich Merensky and chromitite reefs, Bushveld Complex // *Mineralium Deposita*. 2005. Vol. 40. P. 231–235.
- Cousins C. A., Feringa G.* The chromite deposits of the western belt of the Bushveld Complex // in: S.H. Haughton (ed.) *The geology of some ore deposits in Southern Africa*. 1964. P. 183–202.
- Irvine T. N.* Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: a new interpretation // *Geology*. 1977. Vol. 5. P. 273–277.
- Kinnaird J. A., Kruger F. J., Nex P. A. M. et al.* The chromitite formation – a key to understand processes of formation and platinum enrichment // *Applied Earth Sciences*. 2002. Vol. 111. P. 23–35.
- Mondal S. K., Mathez E. A.* Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex // *Journal of Petrology*. 2007. Vol. 48. P. 495–510.
- Naldrett A. J., Wilson A., Kinnaird J., Yudovskaya M., Chunnett G.* The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: new mineralogical and petrological constraints // *Mineralium Deposita*. 2012. Vol. 47. P. 209–232.
- Wager L. R., Brown G. M.* Layered igneous rocks. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1968. 588 p.

В. В. Зайков^{1, 2}, М. А. Рассомахин³, В. А. Котляров¹, Б. Я. Гисматуллин⁴
¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru
² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе
³ – Ильменский государственный заповедник, г. Миасс
⁴ – ООО «Миасский прииск», г. Миасс

Состав платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи золота (Южный Урал) по данным РФА и РСМА

Мало-Ирмельская россыпь золота входит в состав Миасского россыпного района и находится в левом притоке р. Миасс. Она питается продуктами размыва северной части Нуралинского гипербазитового массива [Савельев и др., 2013]. Наличие в россыпи платиноидов ранее было известно, но состав минералов платиновой группы (МПП) не изучался. В настоящем исследовании приводятся данные о химическом составе МПП из концентрата, полученного при промывке хвостов гидравлической добычи золота.

Оптические исследования проведены с помощью микроскопа Olympus, состав определен рентгенофлуоресцентным (РФА) и рентгеноспектральным (РСМА) анализами. РФА производился без вакуумирования на спектрометре M1 MISTRAL (Bruker Nano GmbH, Германия). В приборе камера заполнена воздухом, что позволяет измерять элементы от 22 номера (титан и более тяжелые); характеристическое излучение более легких элементов поглощается воздухом. Предел обнаружения – 50 г/т. Напряжение рентгеновской трубки 50 кВ, энергетическое разрешение 135 эВ. Измерение проведено по площади диаметром 20 мкм. Для второго метода использован прибор РЭММА 202М с энергодисперсионной приставкой (ИМин УрО РАН,

аналитик В. А. Котляров), диаметр кратера 2 мкм. Исследования выполнены для оценки сходимости результатов, полученных на разных приборах.

Мало-Ирмельская россыпь имеет четвертичный возраст, относится к долинному, террасовому и ложковому типам, имеет длину 2500 м и ширину 50–400 м. Золото крупное с самородками. Из россыпи добыто 2.2 т золота с примесью платиноидов [Иванишев, 2005ф]. Материал для исследований предоставлен ООО «Миасский прииск», нами определен состав 14 зерен. Зерна платиноидов имеют размер 0.1–1.5 мм, среди них выделяются округлые зерна и индивиды со следами граней кристаллов. В некоторых зернах отмечена спайность. Для измерений выбраны зерна без видимых под микроскопом микровключений сульфидов и силикатов. Полученные данные о составе платиноидов показаны в таблице и на диаграмме Os-Ru-Ir-Pt, составленной по методу [Harris, Cabri, 1991] (рис.).

Т а б л и ц а

Состав платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи, мас. %

№ обр.	Os	Ru	Ir	Rh	Pt	Fe	Сумма	Кристаллохимические формулы
Ир1-1-1	–	–	–	$\frac{3.04}{2.44}$	$\frac{90.81}{85.43}$	$\frac{5.92}{10.27}$	$\frac{99.77}{98.14}$	$Pt_{0.77}Fe_{0.18}Rh_{0.05}$
Ир1-1-2	$\frac{43.18}{44.72}$	$\frac{14.65}{13.81}$	$\frac{38.41}{40.74}$	$\frac{1.60}{0.00}$	$\frac{1.29}{0.00}$	$\frac{0.36}{0.73}$	$\frac{99.49}{100.00}$	$Os_{0.38}Ir_{0.33}Ru_{0.24}Rh_{0.03}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
Ир1-1-4	–	–	$\frac{0.00}{0.83}$	$\frac{3.01}{2.10}$	$\frac{90.78}{87.16}$	$\frac{5.58}{8.67}$	$\frac{99.37}{98.76}$	$Pt_{0.78}Fe_{0.17}Rh_{0.05}$
Ир1-3-1	$\frac{55.41}{54.82}$	$\frac{4.00}{3.41}$	$\frac{39.62}{41.17}$	–	–	$\frac{0.46}{0.61}$	$\frac{99.49}{100.00}$	$Os_{0.53}Ir_{0.38}Ru_{0.07}Fe_{0.02}$
Ир1-3-2	$\frac{50.75}{50.40}$	$\frac{13.64}{11.75}$	$\frac{34.09}{36.58}$	$\frac{0.25}{0.14}$	$\frac{0.46}{0.00}$	$\frac{0.62}{1.14}$	$\frac{99.81}{100.00}$	$Os_{0.45}Ir_{0.30}Ru_{0.23}Fe_{0.02}Rh_{0.004}Pt_{0.004}$
Ир1-5-6	$\frac{54.79}{53.19}$	$\frac{5.68}{4.69}$	$\frac{38.78}{39.90}$	$\frac{0.27}{0.60}$	–	$\frac{0.40}{1.62}$	$\frac{99.92}{100.00}$	$Os_{0.52}Ir_{0.36}Ru_{0.1}Fe_{0.01}Rh_{0.005}$
Ир1-6-6	$\frac{56.24}{54.58}$	$\frac{5.78}{8.23}$	$\frac{37.28}{36.45}$	$\frac{0.12}{0.00}$	–	$\frac{0.42}{0.74}$	$\frac{99.84}{100.00}$	$Os_{0.53}Ir_{0.35}Ru_{0.1}Fe_{0.01}Rh_{0.002}$
Ир1-6-7	$\frac{29.19}{30.08}$	$\frac{35.04}{31.51}$	$\frac{27.38}{29.26}$	$\frac{3.47}{2.06}$	$\frac{4.35}{5.61}$	$\frac{0.38}{1.49}$	$\frac{99.81}{100.00}$	$Ru_{0.49}Os_{0.22}Ir_{0.2}Rh_{0.05}Pt_{0.03}Fe_{0.01}$
Ир1-6-8	$\frac{53.87}{53.40}$	$\frac{9.57}{8.54}$	$\frac{35.19}{36.75}$	$\frac{0.80}{0.00}$	–	$\frac{0.36}{1.31}$	$\frac{99.79}{100.00}$	$Os_{0.49}Ir_{0.32}Ru_{0.16}Rh_{0.01}Fe_{0.01}$
Ир1-6-9	$\frac{38.28}{38.65}$	$\frac{23.88}{20.92}$	$\frac{33.84}{35.75}$	$\frac{2.07}{0.83}$	$\frac{1.40}{2.96}$	$\frac{0.51}{0.88}$	$\frac{99.98}{99.99}$	$Ru_{0.36}Os_{0.31}Ir_{0.27}Rh_{0.03}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
Ир1-6-11	$\frac{37.64}{38.61}$	$\frac{24.20}{21.38}$	$\frac{34.26}{37.91}$	$\frac{1.52}{0.71}$	$\frac{1.80}{0.00}$	$\frac{0.51}{1.18}$	$\frac{99.93}{99.79}$	$Ru_{0.37}Os_{0.31}Ir_{0.27}Rh_{0.02}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
Ир1-6-12	$\frac{28.64}{29.93}$	$\frac{40.67}{35.85}$	$\frac{25.15}{28.60}$	$\frac{3.50}{1.78}$	$\frac{1.22}{2.37}$	$\frac{0.31}{0.96}$	$\frac{99.49}{99.49}$	$Ru_{0.55}Os_{0.21}Ir_{0.18}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$
Ир1-6-13	$\frac{56.30}{56.13}$	$\frac{1.87}{2.18}$	$\frac{41.43}{40.48}$	–	–	$\frac{0.33}{1.21}$	$\frac{99.93}{100.00}$	$Os_{0.55}Ir_{0.4}Ru_{0.03}Fe_{0.01}$
Ир1-6-14	$\frac{35.62}{36.37}$	$\frac{27.59}{24.44}$	$\frac{31.71}{33.77}$	$\frac{2.23}{0.83}$	$\frac{2.63}{4.12}$	$\frac{0.17}{0.48}$	$\frac{99.95}{100.00}$	$Ru_{0.41}Os_{0.28}Ir_{0.25}Rh_{0.03}Pt$

Пр и м е ч а н и е. Числитель – содержание элемента по данным РСМА; знаменатель – то же, по данным РФА. Прочерк – элемент не обнаружен. Формулы рассчитаны по данным РСМА на сумму металлов.

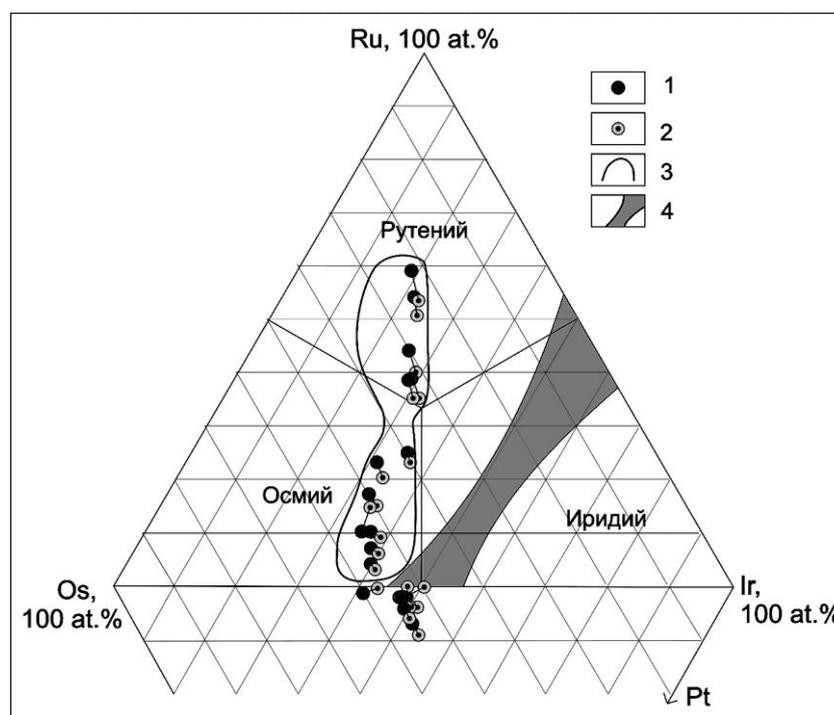


Рис. Тройная диаграмма составов платиноидов из Мало-Иремельской россыпи золота. 1 – анализ методом РСМА; 2 – анализ методом РФА; 3 – поле составов платиноидов Киалимской россыпи; 4 – поле несмесимости системы Os-Ir-Ru.

По результатам анализа установлено три минерала: рутений, осмий и платина. К рутению отнесено пять зерен, фигуративные точки которых образуют рутениевый тренд, к осмию – семь, к платине – два зерна. Для большинства анализов характерно превышение содержаний Ru по РСМА над РФА до 4.8 мас. %, но отдельные анализы показывают превышение РФА над РСМА до 2.4 мас. %. Для анализов с содержанием Os выше 50 мас. % РСМА показывает превышение над РФА до 1.7 мас. %, для содержаний ниже 50 мас. % наоборот, РФА превышает РСМА до 1.5 мас. %, но конкретной зависимости разницы анализов от содержания Os нет. Для Ir характерна обратная корреляция относительно Rh, РФА в большинстве анализов превышает РСМА до 3.6 мас. %, в отдельных анализах РСМА над РФА – на 0.9 мас. %.

На диаграмме Os-Ru-Ir-Pt эти различия выглядят как смещение точки (анализ РФА) вправо-вниз от точки анализа РСМА. По данным РСМА Rh показывает постоянное превышение над РФА до 1.7 мас. %. Только в одном анализе значение РФА превышает РСМА на 0.3 мас. %. Железо во всех анализах РСМА меньше, чем РФА от 0.1 до 1.2 мас. % в системе Os-Ru-Ir и до 4.3 мас. % в системе Pt-Fe.

Родий и платина при низких содержаниях (до 1.8 мас. %), определенных РСМА, иногда не определяются методом РФА, что может быть объяснено малым временем набора спектра. При этом медь и никель при содержаниях 0.05–0.46 мас. %, а также палладий с содержанием до 1.5 мас. % определяются на РФА в нескольких анализах, а на РСМА никель определен только в одном анализе.

Сравнение полученных составов зерен с данными о платиноидах Киалимской россыпи, расположенной в 70 км к северу от Мало-Иремельской [Зайков и др., 2010], показало, что фигуративные точки составов последней соответствуют полю, полученному для платиноидов россыпи р. Киалим.

Источниками исследованных зерен Мало-Иремельской россыпи являлись хромитовые проявления в северной части Нуралинского гипербазитового массива. Здесь известно Приозерное проявление хромитов с платиноидной минерализацией [Золоев и др., 2001]. Собственные минералы платиноидов встречены в рудах в виде сыпи зерен и агрегатов системы Os-Ru-Ir в тесном парагенезисе с сульфидами и арсенидами. Широкое распространение платиновых минералов в россыпи свидетельствует о том, что должны быть выявлены новые пункты с данной минерализацией в бассейне сноса обломочного материала. Полученные данные свидетельствуют, что оперативный анализ платиноидов может с достаточной достоверностью проводиться методом РФА на спектрометре M1 MISTRAL.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05-00311) и Госзадания Минобрнауки РФ (№ 33.264.2014).

Литература

Зайков В. В., Мурзин В. В., Котляров В. А., Зайкова Е. В. Платиноиды из Киалимской россыпи (Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Мат. VIII межрегион. научно-практ. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 127–130.

Золоев К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Малахов И. А., Мардиросьян А. Н., Хрыпов В. Н. Платинметальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов, 2001. 199 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин А. Г. Геология и хромитоносность габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала. Уфа: Гилем, 2008. 319 с.

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

В. В. Зайков^{1,2}, В. А. Котляров¹, Е. В. Зайкова¹, Ю. Д. Крайнев¹

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
zaykov@mineralogy.ru*

² – *Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе*

Зональные зерна рутения из Мало-Иремельской россыпи (Южный Урал)

При исследовании платиноидов из Мало-Иремельской россыпи выявлены зерна рутения с каймами, сформировавшимися под воздействием наложенных процессов. Цель работы – рассмотрение состава новообразованных кайм и возможных причин их образования.

Объект находится в южной части Миасского россыпного района в левом притоке р. Миасс. Россыпь имеет четвертичный возраст, включает отрезки долинного, террасового и ложкового типов, имеет длину 2500 м и ширину 50–400 м. Золото

крупное с самородками. Из россыпи добыто 2.2 т золота с примесью платиноидов [Иванищев, 2005ф]. Россыпь питается продуктами размыва северной части Нуралинского гипербазитового массива [Савельев и др., 2013]. Наличие в россыпи платиноидов ранее было известно, но состав минералов платиновой группы практически не изучался.

Оптические исследования проведены на микроскопе Olympus B551 в полированных шлифах, в которые были вмонтированы зерна платиноидов. Микрорентгеноспектральный анализ (РСМА) выполнен в Институте минералогии УрО РАН на приборе РЭММА 202М с энергодисперсионной приставкой (аналитик В. А. Котляров). Снимки минералов сделаны в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE COMPO). Большинство платиноидов Мало-Ирмельской россыпи представлено твердыми растворами Os-Ru-Ir. В основном, исследованные зерна относятся к рутению иридиево-осмиевому.

Зерно рутения иридиево-осмиевого № 1 Ир1-4-1 вытянутой формы размером 30×800 мкм имеет кайму шириной 40–50 мкм из сложных агрегатов, состоящих из смеси сульфосенидов рутения и иридия. Рутений иридиево-осмиевый Ru-Ir-Os (мас. %: Ru 46, Os 24–25; Ir 22–23; табл. 1, анализы 4–7) образует овальные реликты размером $50–100 \times 150–250$ мкм в ядерных частях агрегатов (рис. 1). Эти ядра окаймлены полосчатыми агрегатами лаурита и ирарсита (табл. 1, анализы 11–14) шириной 4–12 мкм. Внешняя кайма представлена прерывистой каймой лаурита (табл. 1, анализы 16–18) шириной 5–15 мкм. Формирование каймы, судя по наличию минералов гидротермального происхождения, происходило под влиянием гидротермальных растворов.

Большая часть зерна Ир3-ср-14 размером 100×200 мкм (рис. 2) сложена рутением иридиево-осмиевым (мас. %): Ru 26–30, Os 31–34, Ir 32–36 (табл. 2). В периферической части зерна развита прерывистая каемка толщиной 5–10 мкм состава (мас. %): Ru 39–45, Os 1–10, Ir 50–57. Налицо изменение первичного состава за счет уменьшения содержания осмия и обогащения иридием на 20 % и рутением на 13–16 %. По морфологии кайма подобна хроммагнетитовым оболочкам хромшпинелидов из кор выветривания Южного Урала [Анкушев и др., 2015].

На Южном Урале основной гипергенез проходил при формировании коры выветривания, начиная с юры по конец мела в течение 120 млн лет [Сигов, 1969]. Реликты коры выветривания отмечены во многих эрозионно-структурных депрессиях [Баранников, 2006], в том числе в Миасской россыпной зоне. Для формирования

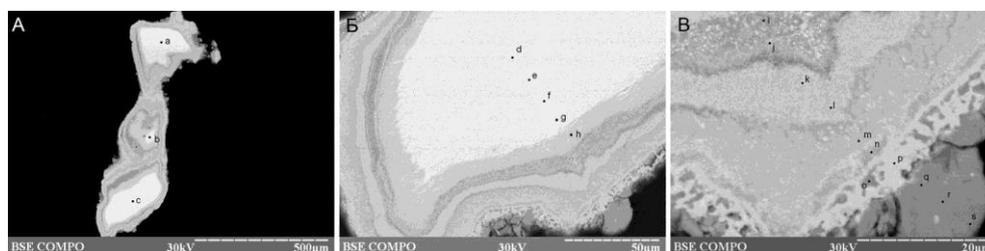


Рис. 1. Зональное зерно рутения иридиево-осмиевого Ир-1-4-1.

А – общий вид зерна: три реликта рутения [Ru-Os-Ir, a-c], окруженного сульфидами; В – ядерная часть южного реликта рутения [Ru-Os-Ir, d-g] (фрагмент В), С – краевая часть южного реликта [Ru-Os-Ir], сульфосениды (h-s). Точки – анализы 22086. Снимки SEM.

Таблица 1

Состав платиноидов зонального зерна Ир1-4/1 (№ 1), мас. %

№ п/п	Участок	№ анализа	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	S	As	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
1	Общий вид (А)	22086а	24.99	22.43	46.25	4.11	1.47	0.31	0.28	–	–	99.84	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	Рутений иридиево-осмиевый
2		22086b	24.56	22.42	46.67	3.72	1.38	0.42	0.24	–	–	99.41	$Ru_{0.61}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$	
3		22086с	24.21	23.39	46.02	4.14	1.25	0.35	0.36	–	–	99.72	$Ru_{0.59}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
1	Ир1-4/1-1 (В)	22086d	24.67	22.88	46.34	3.81	1.35	0.37	0.33	–	–	99.75	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
2		22086е	25.08	22.19	45.98	4.01	1.38	0.35	0.31	–	–	99.3	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.15}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
3		22086f	24.37	22.88	45.96	4.02	1.54	0.40	0.27	–	0.28	99.72	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.05}Pt_{0.01}Fe_{0.01}$	
4		22086g	25.09	22.84	45.87	3.59	1.59	0.46	0.31	–	–	99.75	$Ru_{0.60}Os_{0.17}Ir_{0.16}Rh_{0.04}Pt_{0.01}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$	
5		22086h	3.84	43.11	12.12	2.85	2.36	–	0.13	17.51	17.62	99.54	$(Ir_{0.57}Ru_{0.31}Rh_{0.07}Os_{0.05}Pt_{0.03}Ni_{0.01})_{1.04}(S_{1.40}As_{0.60})_{2.00}$	Ирарсит
6	Ир1-4/1-2 (С)	22086i	4.52	19.26	32.70	2.41	1.15	–	0.28	30.93	8.75	100.00	$(Ru_{0.60}Ir_{0.19}Os_{0.04}Rh_{0.04}Pt_{0.01}Ni_{0.01})_{0.89}(S_{1.78}As_{0.22})_{2.00}$	Лаурит ¹
7		22086j	11.23	16.71	28.4	2.55	0.77	–	–	32.65	7.69	100.00	$(Ru_{0.50}Ir_{0.16}Os_{0.11}Rh_{0.04}Pt_{0.01})_{0.81}(S_{1.82}As_{0.18})_{2.00}$	Лаурит ¹
8		22086k	3.81	38.33	13.98	2.89	3.37	0.51	0.19	21.39	15.53	100.00	$(Ir_{0.46}Ru_{0.32}Rh_{0.06}Os_{0.05}Pt_{0.04}Fe_{0.02}Ni_{0.01})_{0.95}(S_{1.53}As_{0.47})_{2.00}$	Ирарсит
9		22086l	2.36	40.67	14.37	2.9	2.71	0.39	0.14	21.48	14.96	99.98	$(Ir_{0.49}Ru_{0.33}Rh_{0.06}Os_{0.03}Pt_{0.03}Fe_{0.02}Ni_{0.01})_{0.96}(S_{1.54}As_{0.46})_{2.00}$	Ирарсит
10		22086m	4.45	34.82	21.64	2.9	2.08	0.62	0.08	22.50	10.91	100.00	$(Ru_{0.51}Ir_{0.43}Rh_{0.07}Os_{0.06}Pt_{0.03}Fe_{0.03})_{1.11}(S_{1.66}As_{0.34})_{2.00}$	Ирарсит ²
11		22086n	0.97	33.74	24.97	3.23	1.97	1.07	–	21.90	12.16	100.01	$(Ru_{0.58}Ir_{0.42}Rh_{0.07}Fe_{0.05}Pt_{0.02}Os_{0.01})_{1.16}(S_{1.62}As_{0.38})_{2.00}$	Ирарсит ²
12		22086p	0.24	36.46	3.72	9.79	7.03	–	–	18.93	23.36	99.53	$(Ir_{0.42}Ru_{0.08}Rh_{0.21}Pt_{0.08})_{0.80}(S_{1.31}As_{0.69})_{2.00}$	Лаурит ¹
13		22086q	5.25	3.16	44.86	2.77	–	–	–	41.32	1.83	99.19	$(Ru_{0.68}Os_{0.04}Rh_{0.04}Ir_{0.03})_{0.78}(S_{1.96}As_{0.04})_{2.00}$	Лаурит ¹
14		22086r	4.41	2.45	45.33	3.49	–	–	–	41.77	1.71	99.16	$(Ru_{0.68}Rh_{0.05}Os_{0.03}Ir_{0.02})_{0.78}(S_{1.97}As_{0.03})_{2.00}$	Лаурит ¹
15		22086s	3.31	1.14	48.19	3.04	–	–	–	42.61	0.91	99.20	$(Ru_{0.71}Rh_{0.04}Os_{0.03}Ir_{0.01})_{0.79}(S_{1.98}As_{0.02})_{2.00}$	Лаурит ¹

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен. ^{1,2} – по количеству основных элементов можно предположить, что преобладающим минералом в точке анализа были лаурит RuS_2^1 и ирарсит $(Ir Ru Rh Pt)AsS^2$.

Т а б л и ц а 2

Состав зерен платиноидов из Мало-Ирмельской россыпи, мас. %

№ п/п	№ анализа	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Fe	Ni	Сумма	Кристаллохимическая формула	Минерал
1	22207p	31.67	32.76	25.88	2.51	1.77	–	–	99.56	$Ru_{0.41}Ir_{0.27}Os_{0.27}Rh_{0.04}Pt_{0.01}$	Рутений осмиево-иридиевый
2	22207d	33.93	31.64	29.64	2.00	2.59	–	–	99.81	$Ru_{0.44}Os_{0.27}Ir_{0.24}Rh_{0.03}Pt_{0.02}$	
3	22207n	3.59	57.08	34.66	1.38	–	2.02	0.54	99.27	$Ru_{0.48}Ir_{0.41}Os_{0.03}Rh_{0.02}Fe_{0.05}Ni_{0.01}$	Рутений иридиевый
4	22207o	1.66	49.78	44.79	1.02	–	1.51	0.35	99.10	$Ru_{0.59}Ir_{0.34}Os_{0.01}Rh_{0.01}Fe_{0.04}Ni_{0.01}$	
5	22207c	9.90	51.70	33.85	1.49	–	1.75	0.57	99.25	$Ru_{0.47}Ir_{0.38}Os_{0.07}Rh_{0.02}Fe_{0.05}Ni_{0.01}$	
6	22207b	30.99	36.13	28.53	2.76	1.28	–	–	99.69	$Ru_{0.42}Ir_{0.28}Os_{0.25}Rh_{0.04}Pt_{0.01}$	Рутений осмиево-иридиевый

П р и м е ч а н и е. Зерно Ир3-ср/14. Прочерк – элемент не обнаружен. Первичные платиноиды – анализы 1, 2, 6; вторичная кайма – анализы 3–5.

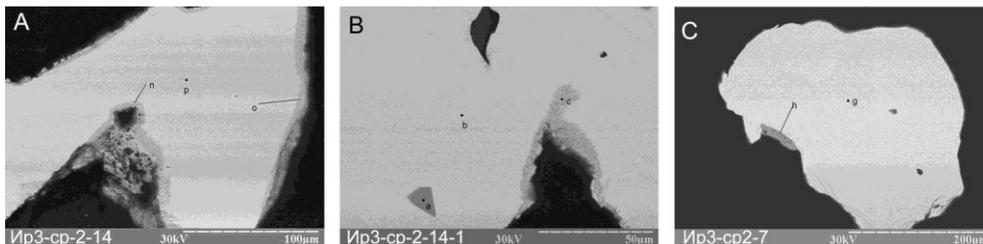


Рис. 2. Платиноиды Мало-Ирмельской россыпи, испытавшие воздействие гипергенных и гидротермальных процессов.

А, В – платиноид [Ir-Os-Ru, b, p] с каймой [Ir-Ru, c, o, n], фрагменты зерна Ир3-ср-14; С – платиноид [Os- Ir-Ru, g] с жилкой лаурита RuS (h), зерно Ир3-ср2-7. Точки – местоположение анализов 22207.

россыпей важное значение имела предшествующая линейно-площадная кора выветривания. Изменение состава платиноидов, характеризующихся значительной инертностью, фиксируется очень редко. Известен сходный случай с пониженными содержаниями осмия в краевой части зерна платины из россыпи реки Малый Емех на Среднем Урале [Уточкина, 2014].

Ранее вынос осмия из платиноидов был зафиксирован в микровключениях из древних золотых изделий и объяснялся «...окислительными процессами. Возможность окисления мелко раздробленных частиц платиноидов известна [Краткая..., 1964]. Реальность такого явления для исследованных древних золотых изделий подтверждается наличием микропор размером 0.1–0.4 мкм. Раскаленный воздух, содержащийся в микропорах, вызывал окисление минералов системы Os–Ir–Ru и последующую ассимиляцию продуктов окисления в расплав. Следы такого явления выражены повышенными содержаниями осмия в золоте, вмещающем раздробленные микровключения (1–2 мас. %)» [Зайков и др., 2015, с. 111–112].

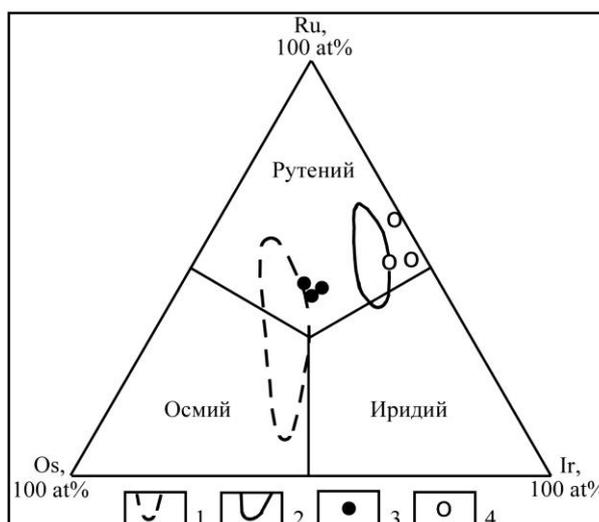


Рис. 3. Тройная диаграмма по [Harris, Cabri, 1991], иллюстрирующая изменение состава платиноидов под воздействием гипергенных процессов.

1, 2 – фигуративные точки составов платиноидов: 1 – первичных, 2 – гипергенной каймы; 3 – траектории изменения состава; 4, 5 – основные поля фигуративных точек составов микровключений платиноидов из древних золотых изделий: 4 – первичных, 5 – вторичных.

Можно полагать, что некоторая аналогия подобного процесса, обусловленная длительным воздействием агентов окисления, характерна и для кор выветривания. На рисунке 3 дано сравнение позиции фигуративных точек составов платиноидов, подверженных изменению в двух названных случаях.

Авторы благодарны Е. В. Белогуб, В. А. Попову и В. В. Мурзину за консультации и О. Л. Бусловской за помощь в оформлении статьи. Исследования поддержаны РФФИ (проект № 15-05-00311) и Минобрнауки (госзадание № 33.2644.2014к).

Литература

Анкушев М. Н., Зайков В. В., Бахшиев И., Котляров В. А. Микровключения хромшпинелидов в древних металлургических шлаках поселения Аксар (Башкортостан) // *Геоархеология и археологическая минералогия*–2015. Миасс: ИМин УрО РАН. С. 102–107.

Баранников А. Г. Золотоносность Гогинского рудно-россыпного района (Южный Урал). Екатеринбург: УГГУ, 2006. 197 с.

Зайков В. В., Котляров В. В., Зайкова В. В. Состав и преобразования микровключений минералов системы Os–Ir–Ru в древних золотых изделиях // *Записки РМО*. 2015. № 3. С. 106–112.

Краткая химическая энциклопедия. Т. 3. М.: Советская энциклопедия, 1964. 1112 с.

Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин А. Г. Геология и хромитоносность габбро-гипербазитовых комплексов Южного Урала. Уфа: Гилем, 2008. 319 с.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Уточкина Н. В., Азовскова О. Б., Некрасова А. А. Особенности состава платиноидов из золото-платиновой россыпи Малый Емех (Средний Урал) // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении*. Научн. чт. пам. П. Н. Чирвинского. Пермь, 2014. Вып. 17. С. 45–51.

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

Р. С. Паламарчук

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,

г. Санкт-Петербург

palamarchuk22@yandex.ru

Особенности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных россыпей, связанных с хромит-платиновыми зонами Светлоборского массива, Средний Урал (научный руководитель А. В. Козлов)

Светлоборский и Вересовоборский клинопироксенит-дунитовые массивы послужили источниками для крупной Иосовско-Турьинской системы платиновых россыпей. Общее количество добытой из них платины приближается к 220 т. За долгую историю добычи основное внимание уделялось наиболее важным в промышленном плане аллювиальным и ложковым россыпям [Высоцкий, 1913; Билибин, 1955; Степанов и др., 2015]. В последнее время активно изучается коренная платиноносность дунитов Светлоборского массива [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011; Козлов и др. 2011; Малич и др., 2015; Степанов и др., 2015], но малоизученным остается промежуточное звено в системе коренной источник – элювиально-делювиальные россы-

пи – аллювиальная россыпь. Настоящая работа посвящена изучению минералов платиновой группы (МПГ) начальных стадий формирования россыпных месторождений в пределах ореола элювиально-делювиальных отложений.

Фактической основой для исследований стали пробы, полученные в ходе шлиховой съемки при поисково-оценочных работах на коренную платину ЗАО «Урал-МПГ». Съемка проводилась с целью заверки литохимической платиновой аномалии. Отдельные профили закладывались на расстоянии 40 м друг от друга, шурфы для отбора проб проходились через 20 м. Каждая проба объемом около 20 л представляла собой гравийно-песчано-глинистый материал. Пробы были промыты на гравитационном концентраторе до черного шлиха. Далее от пробы были отделены агрегаты МПГ размерами более 0.2 мм методом «отдувки». Зерна были исследованы с помощью оптической и электронной микроскопии. Состав минералов определялся на электронном микроскопе CamScan MX2500 с энерго-дисперсионным спектрометром (аналитик А. В. Антонов, ФГУП «ВСЕГЕИ»). Полученные данные сопоставлены с результатами исследования МПГ из хромит-платиновой рудной зоны участка Вершинный [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015].

Шлиховая аномалия расположена на участке Вершинный на западном склоне возвышения и прослеживается с севера на юг на 600 м при средней ширине 70 м (рис. 1). Содержание платины в шлиховых пробах различно и в пределах шлиховой

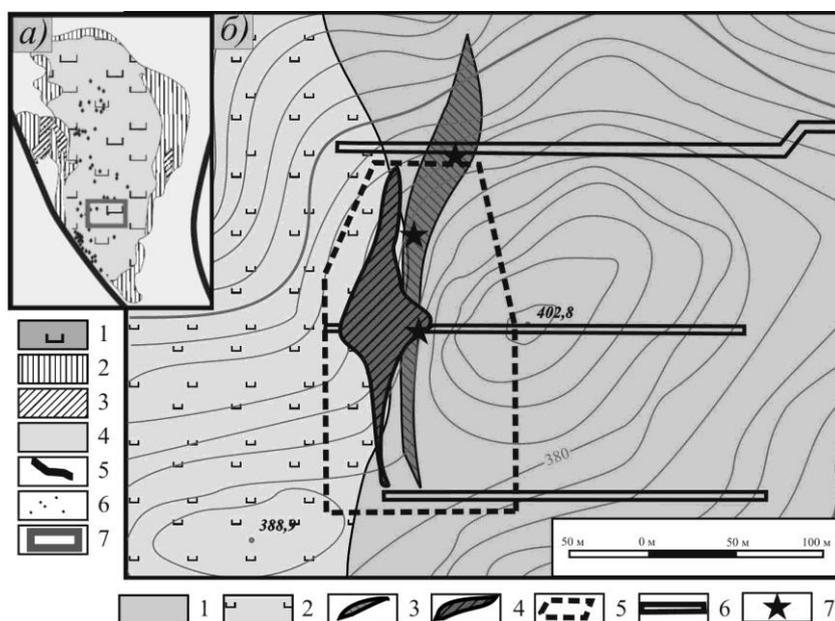


Рис. 1. Схема геологического строения участка Вершинный.

а) положение участка в пределах Светлоборского массива: 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – габбро, 4 – вмещающие вулканиты основного состава, 5 – крупные тектонические нарушения, 6 – хромитовые шлиры, 7 – границы участка; б) расположение шлиховой аномалии в пределах участка: 1 – мелко- и среднезернистые дуниты, 2 – мелко- и тонкозернистые дуниты, 3 – хромит-платиновая рудная зона, 4 – шлиховая аномалия с содержанием Pt > 0.8 г/м³, 5 – контуры участка шлиховой съемки, 6 – канавы, 7 – точки обнаружения хромитовых шлиров с видимой платиной.

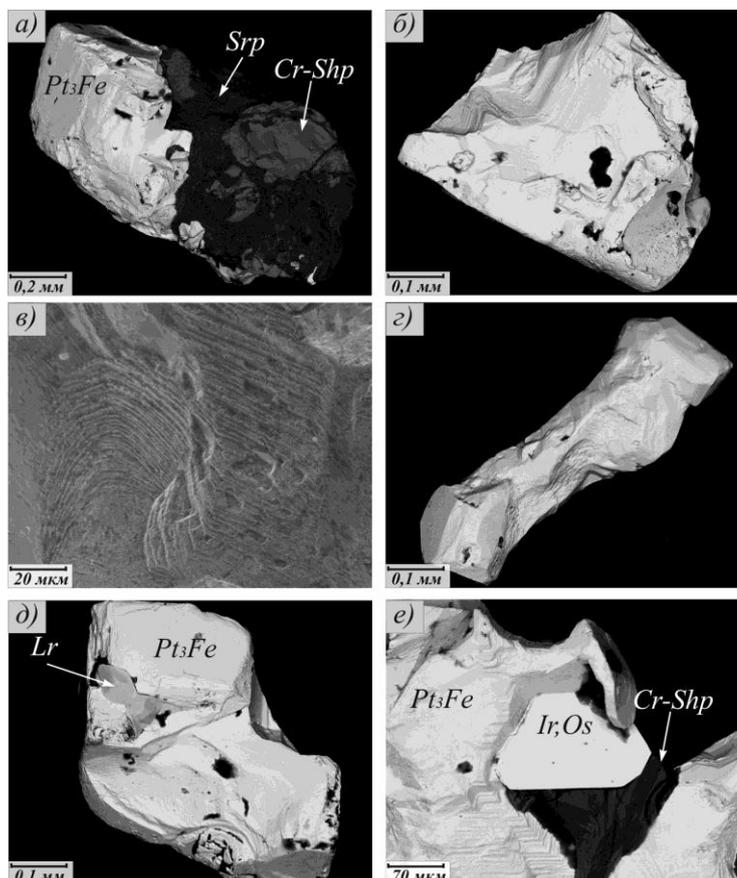


Рис. 2. Индукционные поверхности минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи на участке Вершинный (BSE фото, СЭМ CamScan MX2500).

Pt_3Fe – минерал, близкий по стехиометрии к изоферроплатине; Ir,Os – иридий-осмий; Lr – лаурит; $Cr-Shp$ – хромшпинелид; Srp – серпентин.

аномалии достигало 3.5 г/м^3 при среднем содержании 0.8 г/м^3 . Размер отдельных знаков минералов платиновой группы достигает 0.7 мм при среднем размере 0.2 мм . Большинство зерен сложено изоферроплатиной. В некоторых агрегатах наблюдаются срастания $Fe-Pt$ минералов с хромшпинелидами. Редко в виде включений в железо-платиновой матрице встречаются иридий-осмий, кашинит-боуит, лаурит-эрликманит (качественная диагностика минералов, СЭМ CamScan MX2500). Особенно noteworthy россыпной минеральной ассоциации является присутствие зерен самородного иридия, что не характерно для других россыпей, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами на Среднем Урале.

Из морфологических особенностей зерен МПГ можно отметить слабое изменение внешнего облика индивидов и агрегатов в россыпи по сравнению с платиновыми минералами коренных пород. Это может быть объяснено незначительным расстоянием переноса зерен МПГ в россыпи. Большинство индивидов находится в срастании с хромшпинелидами (рис. 2а) и характеризуется сложным некристаллографическим ограничением и изометричным обликом (рис. 2б). На поверхности зерен

широко распространена штриховка (рис. 2в), образованная в ходе совместного роста Fe-Pt минералов и хромшпинелидов [Степанов, 2015; Степанов и др., 2015]. Кроме железо-платиновых агрегатов редко встречаются удлиненные (до 0.4 мм) индивиды самородного иридия (рис. 2г). В качестве включений в железо-платиновой матрице диагностированы минералы ряда лаурит-эрликманит, образующие изометричные индивиды (рис. 2д). Они тяготеют к краевым частям зерен вмещающих их Fe-Pt минералов. Единичные индивиды иридистого осмия с фрагментами идиоморфных поверхностей обнаружены в виде включений (рис. 2е).

При заверке литохимической и шлиховой аномалий канавами в коренных породах были вскрыты зоны с повышенным содержанием хромшпинелидов, а также с прожилково-вкрапленными и массивными телами хромититов [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015]. В хромит-платиновых сегрегациях минералы платиновой группы обнаружены в виде зернистых агрегатов размерами 0.1–0.6 мм или самостоятельных индивидов со сложными поверхностями и преобладающими размерами 0.1–0.2 мм. Химический состав железо-платиновых сплавов по стехиометрии близок к Pt₃Fe (изоферроплатина). В железо-платиновой матрице обнаружены зональные изометричные индивиды лаурита с переходом в эрликманит в краевых частях. Наряду с ними отмечены включения минералов ряда кашинит-боуит. В подчиненном количестве встречаются пластинки иридистого осмия.

При сравнении ассоциаций минералов платиновой группы из коренных источников и связанных с ними элювиально-делювиальных россыпей значительные отличия не установлены, что может объясняться незначительным расстоянием переноса МПГ при формировании элювиально-делювиальных отложений. Общей особенностью хромит-платинового оруденения и россыпной ассоциации является преобладание железо-платинового минерала, по стехиометрии близкого к изоферроплатине с включениями сульфидов платиноидов и иридистого осмия, а также присутствие изометричных агрегатов самородного иридия. Также необходимо отметить, что морфологические и гранулометрические особенности агрегатов минералов элювиально-делювиальной россыпи аналогичны минералам из хромит-платиновых рудных зон.

Совокупность данных о пространственной связи шлиховой аномалии с коренным хромит-платиновым оруденением и близости морфологических, а также гранулометрических особенностей минералов платиновой группы из элювиально-делювиальных отложений и коренных пород позволяет рассматривать шлиховую съемку как надежный метод выявления коренного платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах. Полное соответствие россыпной минеральной ассоциации парагенезису МПГ коренных пород позволяет еще на поисковых стадиях с высокой степенью достоверности оценивать минералого-геохимические особенности хромит-платинового коренного оруденения. Высокая сохранность индивидов и агрегатов минералов платиновой группы при переходе в элювиально-делювиальные отложения позволяет получать ценную генетическую информацию, которая способствует пониманию процессов формирования коренного платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах.

Литература

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.: Академии наук СССР, 1955. 472 с.
Высоцкий Н. К. Месторождения платины Нижнетагильского и Исовского районов на Урале // Тр. Геологического комитета. 1913. Вып. 62.

Козлов А. П., Чантурия В. А., Сидоров Е. Г., Толстых Н. Д., Телегин Ю. М. Крупно-объемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алаякского типа и перспективы их освоения // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 419–437.

Малич К. Н., Степанов С. Ю., Баданина И. Ю., Хиллер В. В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал, Россия) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2015. № 12. С. 65–83.

Степанов С. Ю. Онтогенез минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат. конф. «Онтогенез, филогенез и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182–186.

Степанов С. Ю., Малич К. Н. Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов // Мат. V рос. молодеж. научно-практ. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 218–221.

Степанов С. Ю., Пилюгин А. Г., Золотарев А. А. Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал // Записки Горного института. 2015. Т. 211. С. 22–28.

Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д. Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Мат. III междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.

Толстых Н. Д., Телегин Ю. М., Козлов А. П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

С. Ю. Степанов¹, К. Н. Малич²

¹ – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
Stepanov-1@yandex.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала (научный руководитель А. В. Козлов)

Коренная платиновая минерализация впервые была обнаружена в породах Нижнетагильского массива в 1892 г. [Карпинский, 1893]. В дунитах этого же массива были выявлены зоны, где проводилась отработка коренной платины: Александровский лог, Крутой лог 4-00, Господская шахта [Бетехтин, 1935]. В последнее время выявлены платиновые рудные зоны в дунитах Светлоборского массива [Телегин и др., 2009; Толстых и др., 2011]. В дунитах Светлоборского и Вересовоборского массивов обнаружены хромит-платиновые рудные зоны [Малич и др., 2015; Степанов, Малич, 2015].

Среди всего разнообразия МПГ, обнаруженных в хромититах клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, выделено два главных парагенезиса первичных и вторичных минералов. Как правило, к первичному парагенезису относят Pt-Fe минералы, представленные изоферроплатиной и железистой платиной, ко

вторичному – минералы изоморфного ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина. Большинство авторов связывает образование вторичных минералов с процессами серпентинизации дунитов [Бетехтин, 1935; Генкин, 1997; Степанов, 2015].

Для исследования платиноидной минерализации были отобраны образцы хромититов Нижнетагильского, Светлоторского и Вересовоборского клинопироксенит-дунитовых массивов. Оценка распределения минералов платиновой группы в хромититах и изучение их взаимоотношений с хромшпинелидом и другими минералами проводилась в полированных шлифах. Для наиболее полного охвата платиноидной минерализации из проб были получены протоочки при помощи дробления образцов в щековой дробилке (пробы средним весом 10–12 кг) с последующим отделением МПГ на гравитационном концентраторе КР-400 и использованием метода «отдувки». Отдельные зерна МПГ были приполированы в аншлифах, которые совместно с полированными шлифами изучены с помощью оптического микроскопа Leica DM 2700 и электронного микроскопа CamScan MX2500 (ФГУП «ВСЕГЕИ», аналитик А. В. Антонов). Данные о химическом составе минералов получены с использованием метода рентгеноспектрального микроанализа на приборе CAMECA SX 100 с волновым детектором (ИГГ УрО РАН, аналитик В. В. Хиллер). МПГ из хромититов Нижнетагильского массива, отобранные в старом дунитовом карьере в Александровском логу, предварительно были разделены на магнитную и немагнитную фракции.

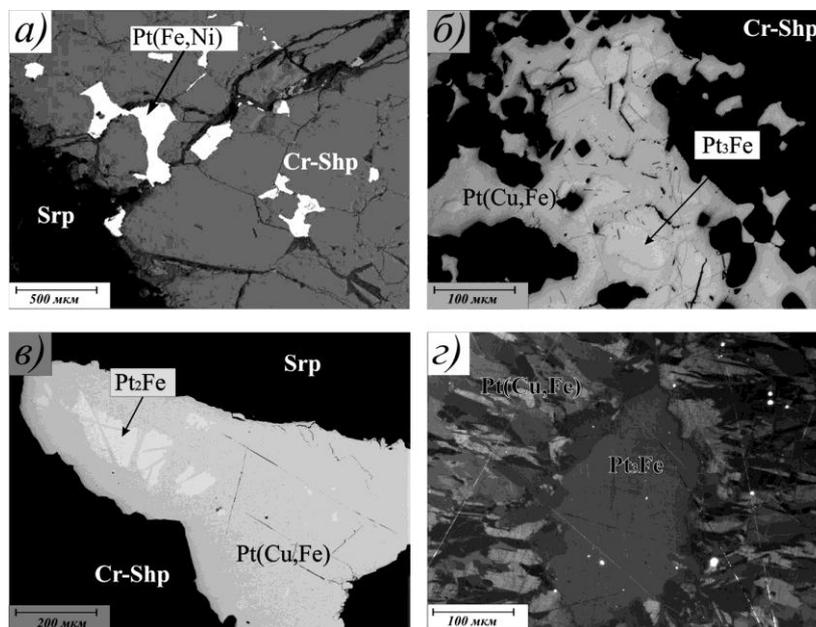


Рис. 1. Морфология минералов ферроникельплатины и туламинита из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала: а, в – изображения в отраженных электронах, б – изображение в отраженном свете (николи параллельны), г – изображение в отраженном свете (николи скрещены под углом 75°).

Pt₃Fe – минерал, по стехиометрии соответствующий изоферроплатине; Pt(Fe,Ni) – твердый раствор ряда тетраферроплатина – ферроникельплатина; Pt(Cu,Fe) – твердый раствор ряда туламинит – тетраферроплатина; Cr-Shp – хромшпинелид; Srp – серпентин.

В абсолютном большинстве случаев тетраферроплатина, ферроникельплатина, туламинит и различные медно-платиновые минералы псевдоморфно развиваются по первичным Pt-Fe минералам. Вторичные минералы характерны для МПГ из хромититов Нижнетагильского и Вересовоборского массивов, тогда как изоферроплатина хромититов Светлоборского массива практически не подвергается вторичным преобразованиям. В хромит-платиновых сегрегациях Вересовоборского массива из вторичных минералов преобладает туламинит. В хромититах Нижнетагильского массива приблизительно в равных количествах обнаруживаются минералы ряда туламинит-тетраферроплатина и ферроникельплатина-тетраферроплатина. Значительное развитие ферроникельплатины является специфической особенностью ассоциации минералов платиновой группы Нижнетагильского массива [Пилюгин, 2015]. При изучении особенностей внутреннего строения минералов платины часто фиксируются полные псевдоморфозы ферроникельплатины (рис. 1а) и туламинита, а также Pt-Cu соединений по Pt-Fe минералам, соответствующих изоферроплатине или железистой платине. Для последних минералов также характерны каймы, близкие по составу к промежуточным членам ряда тетраферроплатина (PtFe)–туламинит (PtFe_{0.5}Cu_{0.5}) и тетраферроплатина (PtFe)–ферроникельплатина (PtFe_{0.5}Ni_{0.5}) (рис. 1б, в). Отдельные индивиды туламинита, слагающие метасоматические каймы, имеют весьма сложное строение с мозаично-блоковой структурой (рис. 1г).

Т а б л и ц а

Состав минералов ряда тетраферроплатина-туламинит-ферроникельплатина из хромититов Нижнетагильского, Вересовоборского и Светлоборского массивов

№ п/п	№ пробы	Элементы, мас. %									
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	Fe	Cu	Ni	Сумма
1	Н.М.-1	70.16	0.22	0.59	4.29	0.20	0.11	13.56	4.50	5.67	99.28
2	Н.М.-2	69.43	–	0.75	4.21	–	–	13.82	3.90	5.26	97.48
3	Н.М.-3	69.68	0.39	0.66	4.02	0.13	0.09	13.48	3.74	6.71	98.90
4	Н.Н.-1	71.33	0.30	0.68	2.86	0.20	0.05	14.61	8.09	1.17	99.29
5	Н.Н.-2	69.54	–	0.72	4.23	0.24	–	14.88	6.77	1.63	98.02
6	Н.Н.-3	71.89	0.35	0.74	2.71	0.20	–	14.62	7.72	1.92	100.17
7	WB -1	73.78	0.16	0.44	0.92	0.13	0.06	20.02	3.47	0.56	99.56
8	WB -2	71.78	0.20	0.31	2.08	0.27	–	17.91	4.11	1.83	98.53
9	WB -3	73.93	0.24	0.90	0.82	0.23	–	16.45	8.64	0.15	101.40
10	SB -1	75.15	–	0.35	–	0.21	–	18.37	4.93	0.10	99.12

Примечание. Пробы Н.М.-1–Н.М.-3 – медистая ферроникельплатина из немагнитной фракции (карьер в Александровском логу, Нижнетагильский массив); Н.Н.-1–Н.Н.-3 – минерал ряда тетраферроплатина-туламинит из магнитной фракции (карьер в Александровском логу, Нижнетагильский массив); WB-1–WB-3 – минерал ряда тетраферроплатина-туламинит из хромититов Вересовоборского массива; SB-1 – тетраферроплатина из хромититов Светлоборского массива. Микроанализатор CAMECA SX 100 с волновым детектором (ИГТ УрО РАН), аналитик В. В. Хиллер.

Состав тетраферроплатины варьирует из-за различного содержания Cu и Ni (табл.). Наблюдается непрерывный изоморфный ряд от тетраферроплатины до туламинита или от тетраферроплатины до ферроникельплатины. Для минералов платины Нижнетагильского массива в редких случаях содержание меди превышает 25 мас. % с образованием Pt-Cu сплавов со значительными вариациями компонентов (рис. 2). Среди примесей из элементов платиновой группы преобладают тугоплавкие платиноиды (в среднем, до 2 мас. %) с повышенными содержаниями Ir. При изучении минералов группы тетраферроплатины-туламинита-ферроникельплатины Вересовоборского и Нижнетагильского массивов различия не установлены (см. рис. 2). Широкое развитие медно-платиновых минералов является спецификой массивов клинопироксенит-дунитовой формации, в пределах которых выявлены тела грубозернистых дунитов и дунитовых пегматитов. Туламинит выявлен в платиновых рудных зонах, связанных с грубозернистыми дунитами Гальмоэнанского массива [Вильданова и др., 2002]. Туламинит и медно-платиновые минералы встречаются также в грубозернистых дунитах и залегающих в них хромититах Каменушенского массива (Северный Урал).

При исследовании магнитной и немагнитной фракций (более 20 зерен из каждой фракции) МПГ из хромититов Александровского лога Нижнетагильского массива установлено, что минерал ряда тетраферроплатина-туламинит преобладает в магнитной фракции, а медистая ферроникельплатина широко распространена в немаг-

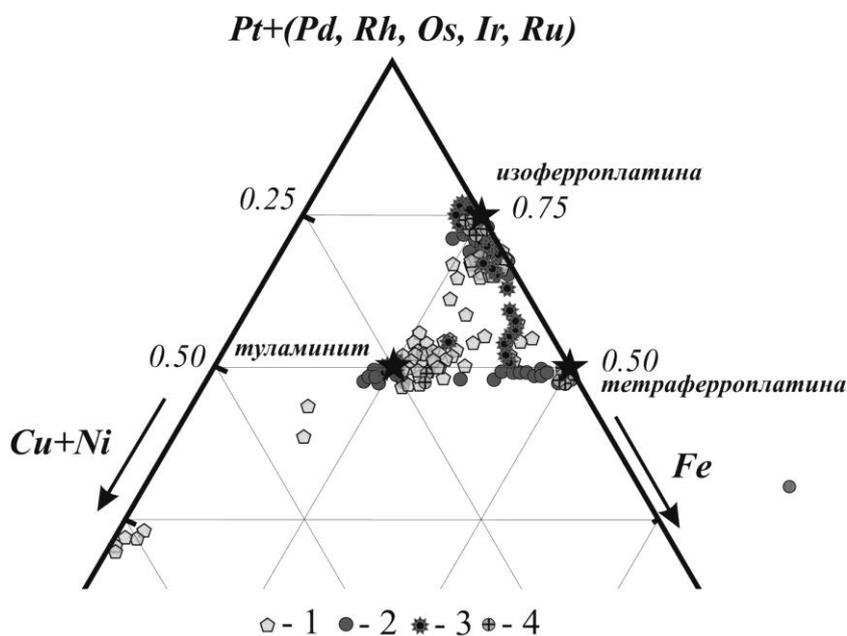


Рис. 2. Состав железо-платиновых минералов из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала.

Массивы: 1 – Нижнетагильский, 2 – Вересовоборский, 3 – Светлоборский, 4 – Каменушенский.

нитной фракции. По-видимому, туламинит и другие медно-платиновые минералы замещают железистую платину, реликты которой проявляют магнитные свойства, а ферроникельплатина псевдоморфно развивается по изоферроплатине, обладающей только электромагнитными свойствами.

Исходя из морфологических особенностей агрегатов и индивидов минералов тетраферроплатины, туламинита и ферроникельплатины, они относятся ко вторичным минералам, развитым по первичным железо-платиновым минералам (изоферроплатине и железистой платине), что подтверждает ранее сделанные выводы [Бетехтин, 1935; Рудашевский и др., 1983; Генкин, 1997]. Характерная черта хромититов Нижнетагильского массива – широкое развитие никельсодержащего туламинита и ферроникельплатины. Туламинит и другие медно-платиновые минералы имеют широкое распространение в хромит-платиновых сегрегациях Нижнетагильского и Вересовоборского массивов (см. рис. 2), тогда как в хромититах Светлоборского массива эти минералы имеют ограниченное распространение.

Литература

- Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.: АН СССР, 1935. 148 с.
- Вильданова Е. Ю., Зайцев В. П., Кравченко Л. И.* Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. СПб.: СПБ картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
- Генкин А. Д.* Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
- Карпинский А. П.* О коренном месторождении платины близ Авроринского прииска // Записки императорской академии наук. 1883. Т. 71. С. 222–223.
- Малич К. Н., Степанов С. Ю., Бадачина И. Ю., Хиллер В. В.* Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал, Россия) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. 2015. № 12. С. 65–83.
- Пилюгин А. Г.* Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, Платиноносный пояс Урала // Записки РМО. 2013. Ч. 142. Вып. 5. С. 43–53.
- Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г., Меньшиков Ю. П., Шумская Н. И.* Ферроникельплатина (Pt₂FeNi) – новый минеральный вид // Записки ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 487–494.
- Степанов С. Ю.* Онтогения минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат. конф. «Онтогения, филогения и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182–186.
- Степанов С. Ю., Малич К. Н.* Хромит-платиновые рудные зоны Светлоборского и Вересовоборского массивов // Мат. V рос. молодеж. научно-практ. школы «Новое в познании процессов рудообразования». М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 218–221.
- Телегин Ю. М., Телегина Т. В., Толстых Н. Д.* Геологические особенности рудопроявлений платины Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Мат. III междунар. конф. «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 212–215.
- Толстых Н. Д., Телегин Ю. М., Козлов А. П.* Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

**Е. В. Кислов^{1,2}, А. А. Арискин^{3,4}, Л. В. Данюшевский⁵,
Г. С. Николаев⁴, А. В. Малышев^{1,2}**

¹ – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

² – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

³ – Московский государственный университет, г. Москва

⁴ – Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва

⁵ – Центр исследований рудных месторождений (CODES),
Тасманийский университет, г. Хобарт, Австралия

Малосульфидное платинометальное оруденение в дунитах и троктолитах Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье, Россия)

Введение. Йоко-Довыренский интрузив – слабо измененный расслоенный ультрамафит-мафитовый массив возраста ~728 млн лет [Арискин и др., 2013]. Его субвертикальное падение позволяет изучать его опробованием поверхностных обнажений от подошвы до кровли. В наиболее мощной центральной части (до 3.5 км) выделяются породы эндоконтакта (закаленные пикродолериты, переходящие в плагиоклазовые лерцолиты) и пять зон, отвечающие (снизу вверх) преобладающим минералам: дуниты (Ol+Chr) → расслоенные троктолиты (Ol+Pl+Chr) → оливиновые габбро (Pl+Ol+Crх) → оливиновые габбронориты (Pl+Ol+Crх±Orх) → кварцевые габбронориты и пижонитовые габбро (Pl+Crх±Orх±Pig). Зона верхнего контакта сложена мелкозернистыми габброноритами проблематичного происхождения. Интерес к плутону первоначально вызвали Cu-Ni сульфидные руды в подстилающих силлах и эндоконтакте [Гурулев, 1965; Кислов, 1998]. Позднее на границе троктолитов и оливиновых габбро зафиксированы анортозиты с малосульфидной минерализацией ЭПГ [Дистлер, Степин, 1993; Кислов и др., 1995]. Отмечены также пирротин-пентландитовая минерализация в участках контаминации карбонатным материалом верхней части дунитовой зоны, а также пирротинное оруденение в верхних габброноритах. Мы представляем новые данные о малосульфидном оруденении в более меланократовых породах из нижних частей дунитовой и троктолитовой зон.

Методы исследований. С 2006 г. нами изучаются разные типы сульфидной минерализации Йоко-Довыренского массива. Большая часть анализов выполнена в Центральной научной лаборатории Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия) с применением методов лазерной абляции сульфидных фаз (для определения микроэлементного состава) и электронной микроскопии (для оценки среднего минерального состава сульфидов). Главные фазы сульфидов: пентландит (Pn), пирротин (Po), халькопирит (Cpy) и кубанит (Cub). Содержания Fe, Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Re, Cd, ЭПГ и Au в них определялись на масс-спектрометре ICP-MS Agilent7500s; размер лазерного пучка составлял 10–34 мкм. Средний минеральный состав сульфидов (пропорций Pn/Po/Cpy/Cub) оценен с помощью автоматизированной идентификации фаз на сканирующем электронном микроскопе FEI Quanta 600, который оборудован энергодисперсионным спектрометром (EDS) в сочетании с пакетом программ «Mineral Liberation Analyzer» (MLA). Измерения проводились на полированных пашках даже в случае убогой минерализации при валовых содержаниях серы менее 0.1 мас. %. Относительные пропорции Pn, Po, Cpy и Cub рассчитывались путем

нормирования числа «попаданий» в конкретную минеральную фазу к общему числу микроучастков сульфидов.

Малосульфидная минерализации в нижних троктолитах. В нижней части троктолитовой зоны в свалах и коренных обнажениях обнаружены мезократовые троктолиты с мелкими шлирами и обособлениями гетерогенного материала (Ol+Pl+сульфид) размером до 5–10 см. В них было обнаружено свыше 30 зерен МПГ. Размер отдельных зерен достигал 20–30 мкм. Исследования микроэлементного состава Pn в двух представительных шашках показали достаточно высокие содержания (г/т) Pd (19.4 ± 32.5 и 23.1 ± 7.2), Rh (11.1 ± 8.8 и 23.1 ± 7.2), Ru (3.6 ± 2.4 и 7.5 ± 4.7), Os (2.7 ± 1.8 и 4.2 ± 3.3) и Ir (3.8 ± 3.8 и 6.7 ± 4.0). Содержания платины в зернах Pn составляли 0.15 ± 0.27 и 0.04 ± 0.02 г/т, соответственно.

Находки богатых МПГ сульфидов в низах троктолитовой зоны могли бы объясняться колловиальным переносом минерализованных пород из расположенной выше зоны перехода троктолитов к оливиновым габбро. Однако микронзондовые исследования указывают на более примитивный характер троктолитов (Fo 84.6 ± 0.2 , An 7.2 ± 2.1) по сравнению с породами, вмещающими минерализованные анортозиты (Fo $81-84$, An 84.4 ± 0.7). Можно предположить, что высокомедистая и богатая ЭПГ сульфидная жидкость могла просачиваться из зоны формирования Главного Рифа сквозь поровое пространство частично затвердевших троктолитовых кумулатов. Этому противоречит высоко Os-Ru-Ir состав Pn из троктолитов: содержания этих элементов, в среднем, на порядок превышают концентрации в Pn из Главного Рифа. Таким образом, геологический факт обнаружения столь необычного типа сульфидной минерализации и ее геохимические особенности оставляют мало сомнений в том, что богатые ЭПГ сульфиды концентрировались также и в нижней части троктолитовой зоны Йоко-Довыренского массива. Этот вывод может иметь важное генетическое значение для исследований ЭПГ-минерализации в других крупных расслоенных интрузивах.

Малосульфидная минерализации в нижних дунитах образует горизонт мощностью 150 м, отвечающий постепенному переходу от плагиодунитов к нижней части дунитовой зоны. Он начинается на высоте ~170 м от нижнего контакта и отмечен увеличением содержания S от 0.02–0.03 до 0.09–0.14 мас. %. Вверх по разрезу снижается количество пойкилокрстов Pl+Crх, увеличивается количество кумулюсового Ol и содержание MgO от ~35 до 38–39 мас. %. Следующие ~20 м горизонта – граничная зона переходных дунитов, где пойкилитовая структура Ol кумулатов полностью сменяется гипидиоморфной. Несмотря на адкумулатный габитус этих пород с MgO >40–41 мас. %, содержание S может достигать 0.3 и даже 0.6 мас. %. Нерегулярные вариации концентраций S в дуните продолжаются до высоты ~320 м, что также отражается в валовой геохимии Cu, Ni, и, особенно, IPGE.

Сульфиды в безрудных и минерализованных породах горизонта наблюдаются в виде отдельных мельчайших полиминеральных зерен и более крупных (до 1 мм) многокомпонентных агрегатов Pn+Crх±Po. Наиболее распространенная форма – интерстициальные выделения, заполняющие пространство между немного скругленными зернами Ol. Взаимопрорастание с интеркумулюсным флогопитом также распространено, тогда как с интеркумулюсными Pl и Crх – встречается очень редко. Тесная связь сульфидов с хромитом в интерстициях типична; в некоторых случаях довольно большие включения сульфидов найдены в интеркумулюсном хромите. Магматическая природа минеральной ассоциации подтверждается неизменностью как Ol, так сульфидных агрегатов.

Непосредственно под горизонтом находится слой мощностью ~10 м обеденных сульфидами (0.03–0.04 мас. % S) и обогащенных хромитом (~1 мас. % Cr₂O₃) плагиодунитов, содержащих ареалы тонко рассеянных включений сульфидов, главным образом, в интерстициальном Pl, в редких случаях – в Ol. Это может интерпретироваться как сигнал сульфидной несмесимости, которая произошла *in situ* в середине поздней стадии затвердевания этих мезокумулятов, окончательно закристаллизовавшихся как пойкилитовые плагиодуниты.

Углы сульфидных интерстиций трех образцов из интервала 189–243 м над нижним контактом – острые (60°) до капилляров между зернами Ol. Это может свидетельствовать о том, что сульфидная жидкость смачивала кристаллы Ol, порождая неправильные области взаимосвязанных сульфидов. Это обычно рассматривается как свидетельство сульфидного осаждения на месте и неспособности сульфидов мигрировать через поровое пространство Ol кумулуса. Однако вверх по разрезу двугранные углы увеличиваются до 90°, зерна сульфидов приобретают округлый габитус, особенно на контакте с интеркумуляусными Pl и флогопитом. Более высокие значения углов (68–115°) свидетельствуют о «несмачивающем» поведении сульфидной жидкости, приводящем к формированию отдельных капелек и способствующей их коалесценции. Такая «несмачивающая» сульфидная жидкость могла проникнуть через толщу Ol кумулуса сверху, вероятно, на поздних стадиях затвердевания кумулатов.

Сульфиды плагиодунитов и дунитов чрезвычайно обогащены Pn (обычно >60 %) с количеством медистых сульфидов Cru+Sub не более 15 %. Большинство сульфидных ассоциаций дунитов не содержат Po с вариациями от почти чистого Pn до ~38 % Cru+Sub. В плагиодунитах сульфиды более разнообразны в отношении Pn/Po – от <5 до ~40 % Po. Принятая за «исходный сульфид» ассоциация закаленного плагиоперидотита более богата Po и содержит лишь ~12 % Pn. Это может быть индикатором своего рода «фракционирования», или реакции обмена Fe-Ni, сопровождающего эволюцию интеркумуляусных сульфидов во время затвердевания оливинных кумулатов.

Просачивание сульфидов через слабо минерализованную зону косвенно подтверждается распределением благородных металлов в среднем сульфиде. Большой разброс их содержаний, достигающий трех-четырех порядков концентраций, отражает высокую неоднородность по составу, которую трудно объяснить с позиций кристаллизации сульфидов *in situ* из того же самого интеркумуляусного расплава в подобных по составу кумулатах. Пространственное распределение благородных металлов также очень неоднородно. В основной части горизонта малосульфидных дунитов (начинающейся с высоты ~190 м) самые высокие концентрации Os, Ru и Rh в сульфидах наблюдались в пределах слоя мощностью ~7 м нижних плагиодунитов, тогда как Pd и Pt показывают пиковые концентрации на 3–4 м выше; Re, а затем Ag и Cd сконцентрированы в вышележающем горизонте с максимумом Au, наблюдаемом около основания дунитовой зоны.

Как и в других платиноносных интрузивах, большая часть PGE (Os, Ir, Ru, Pd, Rh) и Re сконцентрированы в Pn, где их среднее содержание на порядок выше, чем в сосуществующем Po. Содержания Ag и Cd в этих двух минералах сильно варьируют (от ~0.2 до 100 г/т), в то время как содержания Au и Pt низкие, обычно менее 0.1 г/т. Распределение этих элементов в Cru очень сходно с таковым в Sub с содержанием Ag и Cd заметно выше, чем в Pn и Po. Концентрации Os, Ir, Pt и Au в медистых сульфидах обычно ниже предела обнаружения, тогда как Rh и Pd в Cru показывают промежуточные значения между Pn и Po.

Os и Ru показывают определенную корреляцию с нижними плагиодунитами, включающими сульфиды с самыми высокими содержаниями этих элементов. Менее очевидная положительная корреляция может быть прослежена для Ir к Ru и Rh к Ru; однако в обоих случаях составы сульфидов нижних плагиодунитов значительно отклоняются к более высокому содержанию Ru от общих геохимических тенденций. Эти наблюдения могут указывать на присутствие другой фаз(ы)-концентратора Os и Ru в этих породах (помимо сульфидов цветных металлов), таких как интерметаллические соединения, хромит или/и лаурит RuS_2 . В связи с этим выполнен предварительный скрининг методом LA-ICP-MS 46 зерен хромита в двух образцах нижних плагиодунитов. В одном из образцов (09DV501-7, 34 анализа хромита) во время бурения лазерных отверстий были найдены шесть относительно больших (5–15 мкм) «включений» Os+Ir±Ru (Л. В. Данюшевский, личное сообщение). То есть хромит мог действовать как доминирующая фаза, определяющая валовое содержание Os, Ir, Ru и Rh, наряду с сосуществующими минералами ЭПГ и сульфидами. Интересно, что очень редкие рассеянные сульфиды того же 09DV501-7 (содержащего лишь 0.03 мас. % S) характеризуются самыми высокими средними концентрациями Ru (43.4±41.0 г/т) и Os (22.5±19.4 г/т) в горизонте малосульфидных дунитов. Таким образом, нельзя исключить возможность эффективного диффузного обмена IPGE между хромитом и сульфидами.

До сих пор малосульфидной минерализации в приподошвенных плагиодунитах и дунитах не придавалось особого значения. Но мы полагаем, что малосульфидные дуниты представляют фундаментальное генетическое значение, поскольку могут обеспечить понимание ранних стадий формирования, развития и вероятной миграции несмешивающейся сульфидной жидкости в затвердевающей преимущественно оливиновой толще кумулуса.

Работа поддержана Российским научным фондом, грант № 16-17-10129.

Литература

- Арискин А. А., Конников Э. Г., Данюшевский Л. В., Костицын Ю. А., Меффри С., Николаев Г. С., Мак-Нил Э., Кислов Е. В., Орсов Д. А. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в Неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.
- Гурулев С. А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
- Дистлер В. В., Степин А. Г. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного гипербазит-базитового интрузива (Северное Прибайкалье) // Доклады академии наук. 1993. Т. 328. № 4. С. 498–501.
- Кислов Е. В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
- Кислов Е. В., Конников Э. Г., Орсов Д. А., Пушкарев Е. В., Воронина Л. К. Роль хлора в формировании платиноносных горизонтов Йоко-Довыренского расслоенного массива по результатам изучения флюидсодержащих минералов // Доклады академии наук. 1995. Т. 340. № 6. С. 805–808.