

МИНЕРАЛЫ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ АЛЛЮВИЯ — ИНДИКАТОРЫ КОРЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

(на примере россыпей юга Сибири)

С.М. Жмодик^{1,2}, Г.В. Нестеренко¹, Е.В. Айриянц¹, Д.К. Белянин^{1,2},
В.В. Колпаков¹, М.Ю. Подлипский¹, Н.С. Карманов¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Новосибирский государственный национальный исследовательский университет,
630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Минералы платиновой группы (МПГ) в россыпях несут большую информацию о типах коренных пород и руд, условиях их формирования и изменения. Применение комплекса традиционных и современных методов локального анализа (СЭМ, микрозонд) позволяет определять различные характеристики минералов. На примере МПГ из россыпей юга Сибири (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Салаирский кряж) показано, что морфология частиц МПГ и их состав, текстура, морфология и состав микровключений силикатов, оксидов, интерметаллидов, тип изменения минералов могут быть использованы в качестве эффективных индикаторов коренных источников элементов платиновой группы. Показано, что породные ассоциации, распространенные в Кузнецком Алатау, Горной Шории и на Салаирском кряже, состав МПГ и микровключений в них, минеральные ассоциации позволяют рассматривать несколько потенциальных коренных источников платинометалльной минерализации: 1) урало-алаянский тип интрузий; 2) офиолитовые ассоциации, в том числе сформировавшиеся в зоне субдукции; 3) массивы ультраосновных щелочных пород и, вероятно, породы (4) пикрит-базальтовой ассоциации. Сохранение слабоокатанных и неокатанных зерен МПГ на многих изученных россыпях Алтае-Саянской складчатой области (АССО) предполагает относительно небольшие расстояния транспорта от их первичного источника.

Минералы платиновой группы (МПГ), золото, россыпи, Алтае-Саянская складчатая область, Кузнецкий Алатау, Салаир, Горная Шория.

ALLUVIAL PLATINUM-GROUP MINERALS AS INDICATORS OF PRIMARY PGE MINERALIZATION (*placers of southern Siberia*)

S.M. Zhmodik, G.V. Nesterenko, E.V. Airiyants, D.K. Belyanin, V.V. Kolpakov,
M.Yu. Podlipsky, and N.S. Karmanov

The platinum-group minerals (PGM) in placer deposits provide important information on the types of their primary source rocks and ores and formation and alteration conditions. Different characteristics of minerals can be determined by a set of conventional and modern in situ analytical techniques (scanning electron microscopy (SEM) and electron probe microanalysis (EPMA)). A study of PGM from placers of southern Siberia (Kuznetsk Alatau, Gornaya Shoria, and Salair Ridge) shows that the morphology and composition of PGM grains, the texture, morphology, and composition of silicate, oxide, and intermetallic microinclusions, and the type of mineral alteration can serve as efficient indicators of the primary sources of PGM. The widespread rock associations in the Kuznetsk Alatau, Gornaya Shoria, and Salair Ridge, the compositions of PGM and microinclusions in them, and the dominant mineral assemblages testify to several possible primary sources of PGE mineralization: (1) Uralian–Alaskan-type intrusions; (2) ophiolite associations, including those formed in a subduction zone; (3) ultramafic alkaline massifs; and, probably, (4) rocks of the picrite–basalt association. The preservation of poorly rounded and unrounded PGM grains in many of the studied placers of the Altai–Sayan Folded Area (ASFA) suggests a short transport from their primary source.

Platinum-group minerals (PGM), gold, placers, Altai–Sayan folded area, Kuznetsk Alatau, Salair, Gornaya Shoria

ВВЕДЕНИЕ

Золото- и платиносодержащие россыпные месторождения в Южной Сибири были обнаружены и разрабатываются начиная с 1830—1840-х годов. Несмотря на длительную историю изучения и эксплуатации россыпей в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Салаире и значительное количество извлечен-

ного золота с примесью минералов платиновой группы [Высоцкий, 1933; Платиноносность..., 1995; Агафонов и др., 1996, 2000; Сазонов и др., 2000; Подлипский, Кривенко, 2001; Черных, Уваров, 2003; Толстых, 2004; и др.], сведения о коренной платинометалльной минерализации ограничены, хотя и была выделена Алтае-Саянская платиноносная провинция [Додин и др., 1999; Izokh et al., 2004]. Цель данной работы — определение минеральных ассоциаций и типов минералов платиновой группы в россыпях юга Западной Сибири с установлением их характерных свойств, признаков и особенностей, свидетельствующих о коренных источниках МПГ, на основе данных, полученных при изучении зерен минералов платиновой группы современными локальными методами анализа. В статье подробно описаны минералы платиновой группы из россыпей юга Западной Сибири и на основании их морфологии, микротекстуры, типов включений, особенностей состава делается заключение о высокой информативности этих параметров для определения коренных источников платинометалльной минерализации. Россыпи минералов платиновой группы без золота в пределах региона не установлены. Большинство из известных зерен МПГ извлечено из золотоносных аллювиальных россыпей. Данные об истории изучения и освоения золотоносных россыпей этого региона приведены в статьях [Высоцкий, 1933; Нестеренко, 1991; Бутвиловский и др., 2011; и др.]. Информация о первых находках МПГ обобщена В.И. Вернадским еще в 1908 г. [Вернадский, 1955]. По данным Н.К. Высоцкого [1933], МПГ обнаружены во многих золотоносных россыпях юга Сибири. Как отмечала А.К. Кюз [1935], в Кузнецком Алатау сложно назвать речную долину, в которой при отработке золота не были обнаружены МПГ. В последующий полувековой период новых данных получено не очень много. В 1990—1991-х годах В.В. Сыроватский провел перспективную оценку этой площади на платиноиды. Примерно с этого же времени начато систематическое изучение состава зерен МПГ из аллювиальных отложений [Кривенко и др., 1994; Толстых и др., 1999; Подлипский, 1999; Толстых, 2004; Жмодик и др., 2004; Подлипский и др., 2007]. В работах 1990-х годов сделаны первые предположения о типах коренных источников МПГ в золотоносных россыпях юга Сибири. Тем не менее проблема коренных источников МПГ в россыпях Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира остается нерешенной. Продолжая традиции подобных исследований в других регионах мира [Nixon et al., 1990; Cabri et al., 1996; Nakagawa, Franco, 1997; Weiser, Bachmann, 1999; Округин, 1999; Gornostaev et al., 1999; McClenaghan, Cabri, 2011; и др.], авторы данной работы провели детальное исследование имеющегося материала, применив совершенные современные методы анализа. В результате установлены составы новых соединений элементов платиновой группы, подробно рассмотрен состав включений минералов и расплавных включений, выявлены структуры распада, свидетельствующие о существовании золотосодержащих расплавов как элементов платиновой группы, так и более сложного поликомпонентного состава с явлениями ликвации, а также гидротермально-метасоматических замещений.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ПЛАТИНОНОСНОСТЬ

Исследования проведены в западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) на территории Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаирского кряжа (рис. 1). Регион представляет собой складчато-блоковую структуру, сформированную каледонской и герцинской фазами тектогенеза. Разнообразие структурно-вещественных комплексов обусловлено воздействием различных геодинамических факторов, формировавших океанические и островодужные комплексы и последующей коллизией при росте Сибирского континента, а также проявлением плюмового магматизма в течение длительного неопротерозой-мезозойского времени [Добрецов, 2003; Добрецов и др., 2013; Буслов и др., 2013; Руднев и др., 2013а; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Коренная платиноидная минерализация региона освещена слабо, сколько-нибудь крупных коренных источников пока не обнаружено. В регионе широко распространены комплексы, которые могут быть отнесены к потенциально содержащим МПГ минерализацию. Это офиолитовые ассоциации, преимущественно неопротерозой-нижнекембрийского возраста, формирование которых происходило в обстановках срединно-океанических и задуговых зон спрединга, океанических островов и островных дуг, а также бимодальные нижнесреднепалеозойские вулканические комплексы [Пинус и др., 1958; Алабин, Калинин, 1999; Изох, 1999; Плотников и др., 2000; Куренков и др., 2002; Объяснительная записка..., 2007; Буслов, 2011]. В ряде работ на основании анализа состава МПГ в россыпях этого региона выделены базит-ультрабазитовые массивы, которые отнесены к урало-алаянскому типу интрузий [Толстых, 2004]. В частности, Кайгадатский массив, расположенный в северо-западной части Кузнецкого Алатау, сопоставляется с урало-алаянским типом платиноносных зональных ультрабазит-базитовых интрузивов [Подлипский, Кривенко, 2001]. Основанием послужили состав пород массива и развитие ферроплатиновой ассоциации минералов ЭПГ в аллювии близрасположенных водотоков. Среднетерсинский массив, по мнению одних исследователей [Гертнер, Краснова, 2000; Краснова, Гертнер, 2000; Куренков и др., 2002], имеет офиолитовую природу, по мнению других, относится к расслоенным интрузиям. По данным А.Э. Изоха [Платиноносность..., 1995], повышенные содержания Pd (до 1 г/т) и Pt (до 0.6 г/т)

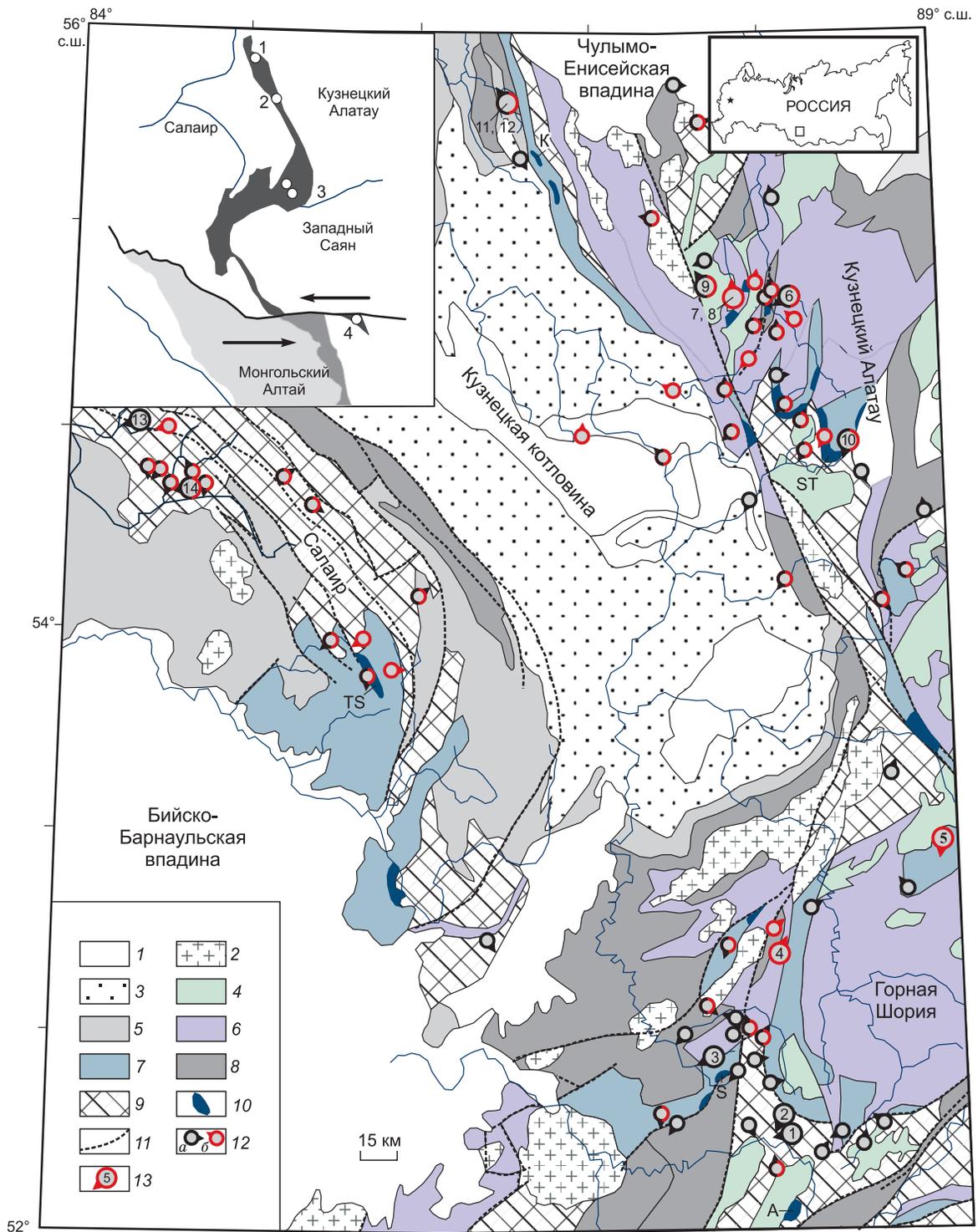


Рис. 1. Схема геологического строения и размещения россыпей, содержащих МПГ, западной части Алтае-Саянской складчатой области.

1 — осадочные породы (M₂-P); 2 — граниты (M₂-P); 3 — угленосные отложения (C₁-P₂); 4 — габбро (Є₃-O); 5 — вулканогенно-осадочные породы (D₂-C₁); 6, 7 — породы офиолитовой ассоциации (V₂-Є₂); 8 — терригенно-вулканогенно-осадочная формация (V₂-Є₃); 9 — породы основного состава (R₃-Є₁); 10 — ультраосновные массивы: К — Кайгадатский, ST — Среднетерсинский, S — Сеглебирский, А — Аталыкский, TS — Тогул-Сунгайский; 11 — крупные разрывные нарушения; 12 — россыпи, содержащие МПГ: с преобладанием минералов Pt (а); с преобладанием Ru-Ir-Os-минералов (б); 13 — изученные россыпи: 1 — р. Каурчак, драга 138, 2 — р. Андоба, драга 315, 3 — р. Коура, драга 317, 4 — р. Таенза, 5 — р. Бол. Оргон, 6 — р. Бол. Тулуял, 7 — р. Полуденный Кундат, 8 — р. Прямой Кундат, 9 — р. Шалтырь-Кожух, 10 — р. Средняя Терсь, 11 — р. Кельбес, 12 — р. Селла, 13 — руч. Симоновский, 14 — р. Мостовая. На врезке, по [Izokh et al., 2004], черным цветом выделен Кузнецко-Алтауско-Алтайский платиноносный пояс: 1 — Кайгадатский массив; 2 — Среднетерсинский массив; 3 — россыпи Горной Шории; 4 — Урэг-Нурский ареал (Монголия).

характерны (данные атомно-абсорбционного анализа) для дунитов Среднетерсинского массива. Дуниты содержат сульфидную вкрапленность с МПП, которые представлены широким спектром соединений Pd и Pt с Sb, As, Te. Убогая МПП минерализация (Ru-Ir-Os сплавы) установлена в серпентинитах Сеглебирского массива в Горной Шории [Гусев и др., 2004] и родингитах Тогул-Сунгайского массива в Центральном Салаире [Агафонов и др., 1996, 2000]. В южных районах Салаира известны клинопироксенит-габбровые массивы ордовикского возраста, с которыми связаны геохимические аномалии платиноидов [Шокальский и др., 2000]. Кроме того, в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Салаирском кряже повышенные содержания платины и палладия установлены в хромитоносных гипербазитах, расслоенных перидотит-габбровых массивах раннего кембрия, в углеродистых сланцах некоторых позднерифейских, поздневендских и раннекембрийских комплексов [Объяснительная записка..., 2007]. Малые интрузивные тела и дайки основного состава также включаются некоторыми исследователями в число возможных источников подпитки россыпей минералами ЭПГ. С дайками средневерхнекембрийского габбро-диорит-диабазового комплекса издавна [Булытников, 1948] генетически связывается золоторудная минерализация, послужившая источником питания многих золотоносных россыпей АССО, в том числе содержащих МПП.

Золотоносные с МПП аллювиальные россыпи по возрасту относятся преимущественно к четвертичным [Нестеренко, 1991; Бутвиловский и др., 2011; и др.], часть из которых в настоящее время вовлечена в повторную отработку. Распределение россыпей на изученной площади неравномерное, что связано как с неравномерным размещением коренных источников, так и с влиянием геоморфологических условий. Большая часть россыпей располагается в пределах среднегорного рельефа, меньшая — низкогогорья. Россыпи в основном расположены в долинах эрозионно-аккумулятивного типа. Они практически полностью отсутствуют в пределах высокогорной интенсивно расчлененной территории. Точных сведений о содержании МПП по большинству россыпей не сохранилось. В целом оно низкое, чаще изменяясь от 0.03—0.05 % до первых процентов от количества самородного золота (от 0.5—10.0 мг/м³ до 500—800 мг/м³ породы). В отдельных россыпях доля МПП по отношению к золоту достигает 10—30 % [Высоцкий, 1933; Кюз, 1935; Сыроватский, 1991; данные авторов].

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы, из которых получены МПП, отобраны в основном на действующих золотоизвлекательных драгах и гидравликах. Они взяты из концентратов промышленных установок: гравитационных шлюзов и отсадочных машин. Пробы отбирали после извлечения из концентрата шлихового золота. Объем пробы концентрата составлял 5—10 л. Концентрат представляет собой тяжелый «черный» шлик. Степень обогащения в нем самородного золота и МПП очень высока, от 5 до 100 тыс. раз. Фактически проведено весьма крупнообъемное опробование, в котором объем частной пробы на исходные пески составляет сотни и первые тысячи м³. На нескольких участках проведено традиционное шлиховое опробование эфельных отвалов отработанных россыпей. Объем исходных проб при этом составлял 50—400 л. Ручная доводка и тех, и других проб проводилась в шлиховых лотках и доводочных чашках многостадийным щадящим способом [Бойцов и др., 2005], который минимизирует потери благородного металла. Зерна МПП отбирали из доведенных фракций вручную под бинокулярным микроскопом. Далее проведено их минералогическое описание: размер, морфология, характер поверхности. Часть зерен цементировалась эпоксидным компаундом в виде искусственных аншлифов-шашек, которые полировали алмазными пастами для последующей диагностики и детального изучения комплексом методов.

Состав и микроморфология МПП, минеральных и расплавленных микровключений исследованы на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd — NanoAnalysis Ltd) с термополевой эмиссией, что позволило изучать частицы наноразмерности. Режимы работы: ускоряющее напряжение — 20 кВ; ток зонда — 1600 пА (1.6 нА); время набора спектра — 30 с. При данных условиях измерения разрешение рентгеновского спектрометра составляет 126—127 эВ на линии MnK_{α} , а размер зонда — 12 нм. Локальность анализа определяется размером области генерации рентгеновского излучения, которая достигает величины 3—5 мкм и более в зависимости от среднего атомного номера образца и длины волны характеристического рентгеновского излучения. Предел обнаружения для большинства элементов составляет 0.2—0.3 % (3 σ -критерий), однако в отдельных случаях он может достигать 0.5—0.8 % и более при наличии спектральных наложений, а также при использовании L-серии характеристического излучения для определения «тяжелых» ($Z > 72$) элементов. Относительная погрешность определения основных компонентов ($C > 10$ —15 %) обычно не превышает 1 отн.%. Относительная погрешность определения компонентов с концентрациями 1—10 % лежит в диапазоне 2—6 отн.% и обычно не превышает 10 отн.%. При концентрациях вблизи предела обнаружения погрешность может достигать величины 20—30 отн.%. Для снижения предела обнаружения примесей и повышения точности анализа увеличи-

валось время набора спектра, при этом снижение предела обнаружения и случайной погрешности в 2 раза достигалось увеличением времени набора спектра в 4 раза. Живое время набора спектров на образцах МПГ составляло 30 с при первичном анализе и 150 с при более детальном изучении содержания примесных элементов. Анализ проводился в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа Института геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН (аналитики Н.С. Карманов, М.В. Хлестов, Д.К. Белянин). Измерения были сделаны с использованием в качестве стандартов: SiO₂ (O и Si), NaAlSi₃O₈ (Na), MgCa-Si₂O₆ (Mg и Ca), Al₂O₃ (Al), FeS₂ (S), NaCl (Cl), KAlSi₃O₈ (K), Cr₂O₃ (Cr), PtAs₂ (As), SnO₂ (Sn), HgTe (Hg), PbTe (Pb и Te), Bi₂Se₃ (Bi, Se) и чистые металлы (Ti, V, Mn, Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru, Fe, Cu, Ni, Co, Au, Ag). Максимальная относительная ошибка определения Ru составляла 0.48 мас.%, Os — 0.36, Ir — 0.38 и Rh, Pt и Pd — от 0.13 до 0.17 мас.%.

Для контроля все зерна МПГ анализировались на электронном микрозонде Camebax-Micro в Аналитическом центре ИГМ СО РАН с использованием волнового дисперсионного спектрометра (WDS) с тонко сфокусированным пучком (< 2 мкм). Режимы съемки: напряжение 20 кВ, ток 20—30 нА, время измерения 10 с. Были использованы следующие рентгеновские линии (и стандарты): PtL_α, IrL_α, OsM_α, PdL_α, RhL_α, RuL_α, AgL_α, AuL_α (чистые металлы), AsL_α (синтетический InAs), SbL_α (синтетический CuSbS₂), SK_α, FeK_α, CuK_α (синтетический CuFeS₂), NiK_α, CoK_α (синтетический FeNiCo), BiM_α (синтетический Bi₂Se₃). Наложение линий корректировалось с помощью файла экспериментально вычисленных коэффициентов [Лаврентьев, Усова, 1994]. Пределы обнаружения перечисленных элементов (мас.%): Pt — 0.17; Ir — 0.15; Os — 0.04; Pd — 0.04; Rh — 0.04; Ru — 0.04; Fe — 0.03; Cu — 0.06; Ni — 0.07; Co — 0.05; S — 0.02; As — 0.05 и Sb — 0.06.

Сравнение результатов микроанализа МПГ, полученных методами волновой (WDS, микрозонд) и энергодисперсионной спектроскопии (EDS, СЭМ) (табл. 1), а также специально проведенные для оливинов, гранатов, пироксенов, ильменитов и хромшпинелидов исследования [Лаврентьев и др., 2015] свидетельствуют об их удовлетворительной сходимости, что позволяет успешно использовать данные EDS в минералого-геохимических исследованиях. Следует отметить, что возможность выявления минеральных неоднородностей и высокая локальность анализа EDS делают его более предпочтительным перед WDS, прежде всего, при изучении состава минералов из минеральных ассоциаций и агрегатов (в частности, структур распада МПГ), приближающихся к наноразмерному уровню. В этих случаях результаты анализа на микрозонде характеризуют валовой состав таких полиминеральных наноразмерных агрегатов. Микроструктурные взаимоотношения минералов изучались также методами рудной микроскопии в отраженном свете (микроскоп AxioScope A1, Zeiss).

Таблица 1. Сопоставление выборочных результатов WDS (микрозонд) и EDS (СЭМ) анализов МПГ из россыпей юга Сибири (мас. %).

| Россыпь | Зерно | Анализ | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Ni | Cu | Сумма |
|----------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|-------|--------|
| р. Коура | 82-44 | WDS | 45.09 | 16.61 | 11.48 | 25.42 | 0.75 | Н.о. | 0.48 | Н.о. | 0.13 | 99.97 |
| | » | EDS | 43.8 | 19.2 | 10.3 | 25.6 | 1.0 | » | 0.5 | » | Н.о. | 100.4 |
| | » | » | 45.2 | 18.2 | 9.1 | 26.2 | 1.3 | » | 0.3 | » | » | 100.3 |
| р. Таенза | 66-68 | WDS | 31.68 | 54.73 | 7.10 | 6.28 | 0.34 | 0.16 | 0.25 | 0.03 | 0.02 | 100.57 |
| | » | EDS | 29.5 | 53.9 | 6.1 | 6.3 | Н.о. | Н.о. | 0.3 | Н.о. | Н.о. | 96.1 |
| р. Каурчак | 66-12 | WDS | 0.91 | 3.92 | 87.01 | 0.43 | 1.00 | 0.44 | 6.29 | 0.16 | 0.32 | 100.39 |
| | » | EDS | 1.2 | 3.8 | 85.8 | Н.о. | 0.8 | Н.о. | 6.3 | Н.о. | 0.3 | 98.2 |
| | » | » | 0.0 | 3.9 | 88.3 | 0.5 | 1.0 | 0.5 | 6.2 | » | 0.3 | 100.7 |
| р. Полуденный Кундат | 82-146 | WDS | 9.09 | 75.5 | 0.38 | 10.54 | 1.70 | Н.о. | 1.04 | 0.22 | 0.04 | 98.5 |
| | » | EDS | 10.6 | 77.0 | Н.о. | 10.4 | 1.8 | » | 1.1 | Н.о. | Н.о. | 100.9 |
| | » | » | 10.8 | 77.7 | » | 10.7 | 1.6 | » | 1.1 | » | » | 101.9 |
| | 82-176 | WDS | 19.92 | 49.34 | 14.51 | 13.51 | 0.70 | » | 0.58 | 0.29 | 0.04 | 98.93 |
| | » | EDS | 21.8 | 48.3 | 13.1 | 13.0 | 1.4 | » | 0.6 | 0.4 | Н.о. | 98.6 |
| р. Прямой Кундат | 82-162 | WDS | 43.53 | 42.84 | 0.91 | 10.57 | 0.22 | Н.о. | 0.34 | 0.08 | 0.13 | 98.63 |
| | » | EDS | 44.1 | 42.4 | 1.5 | 10.1 | Н.о. | » | 0.4 | Н.о. | Н.о. | 98.5 |
| | » | » | 45.3 | 42.9 | Н.о. | 10.7 | 0.7 | » | 0.6 | » | » | 100.2 |
| | 82-166 | WDS | 26.35 | 67.3 | 3.73 | 0.29 | 0.32 | » | 0.25 | 0.08 | 0.047 | 98.36 |
| | » | EDS | 26.4 | 69.9 | 2.5 | Н.о. | Н.о. | » | 0.3 | Н.о. | Н.о. | 99.1 |
| » | » | 27.0 | 67.2 | 3.3 | 0.7 | » | » | 0.3 | » | » | 98.5 | |

Примечание. WDS — данные микрозондового анализа, EDS — сканирующей электронной микроскопии. Н.о. — ниже предела обнаружения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Особенности морфологии МПГ. Морфология и размер изученных зерен МПГ из разных россыпей, отличаясь в деталях, во многом сходны. Размер их колеблется от 0.1 до 1.0—1.5 мм, повышаясь в отдельных пробах до 2 мм. Преобладающее число зерен (более 70 %) мельче 0.25 мм. Доля этого класса (–0.25 мм) в гранулометрическом спектре МПГ существенно меньше (7—35 мас.%). Большой вес имеют классы 0.25—0.5 и 0.5—1.0 мм. Морфология зерен Pt-Fe и Os-Ir-Ru сплавов несколько различна. Зерна железистой платины сглажены (окатаны) заметно сильнее, чем зерна Os-Ir-Ru, а уплощены слабее. Замечено, что сглаженные до округлых формы МПГ часто отмечаются среди мелких (мельче 0.2 мм) их выделений (рис. 2). Среди минералов платины отмечаются следующие формы: комковидные, округлые до шарообразных, толстотаблитчатые, деформированные кристаллы кубического и октаэдрического габитуса со сглаженными ребрами, друзоподобные, неправильные, столбчатые. Редко встречаются зерна причудливой формы с бугорчато-ямчатой поверхностью. Перечисленные формы развиты не повсеместно и в разных соотношениях. На поверхности зерен Pt-Fe сплавов нередко видны отпечатки вмещающих минералов коренных пород. Часть зерен покрыта темной рубашкой, чаще сохранившейся в углублениях, реже развитой по всей поверхности. Os-Ir-Ru сплавы распространены в форме уплощенных, таблитчатых слабоокатанных и неокатанных зерен, часто с плоской гладкой поверхностью — пинакоидальной гранью и плоскостью скола по спайности. Нередко отмечаются четко ограненные кристаллы кубического и гексагонального габитуса. Поверхность зерен часто шагреневая, ступенчатая. Поверхности пинакоидальных граней несут в некоторых случаях негативные пирамиды роста. В единичном случае (р. Таенза) встречены округлые, похожие на «леденцы» зерна с зеркальной поверхностью. Сперрилит встречается в форме угловатых и реже округлых зерен. В россыпи р. Большой Ортон присутствуют единичные знаки лаурита и ирарсита. Эти минералы не окатаны.

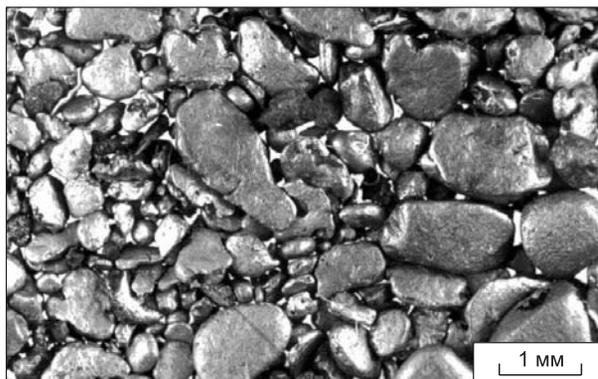
В зернах МПГ встречаются трещины двух типов. 1 — изогнутые, с зазубренными поверхностями, незакономерным расположением. Они приурочены к поверхности зерен МПГ и заполнены гипергенными минералами (каолинит, гетит, иллит и др.) (рис. 3, а, б). Вдоль таких трещин отсутствуют изменения в МПГ. 2 — прямолинейные (в большинстве случаев) с эшелонированным или параллельным расположением практически во всем объеме зерен МПГ, относительно ровными поверхностями трещин, с эндогенными минералами (рутил, амфиболы, хлориты) и ореолами изменений состава МПГ вдоль контакта трещин (см. рис. 3, в).

Состав МПГ. Минералы платиновой группы в изученных россыпях представлены преимущественно твердыми растворами Pt-Fe(±Cu) и Os-Ir-Ru(±Pt), в подчиненном количестве находятся сперрилит (до 3—4 %, иногда до 17 %) и спорадически встречаются другие минералы МПГ (сульфиды, арсениды, сульфидарсениды) (табл. 2). Соотношение количества зерен, представленных сплавами Fe–Pt и Os–Ir–Ru в россыпях Кузнецкого Алатау и Салаира, существенно варьирует. В россыпях Горной Шории преобладает ферроплатиновая ассоциация МПГ. Исключения представляют россыпи рек Таенза и Большой Ортон, расположенные севернее остальных, на стыке Горной Шории и Кузнецкого Алатау, где преобладают Os–Ir–Ru минеральные ассоциации.

Твердые растворы Pt-Fe(±Cu) из рассматриваемых россыпей имеют черты сходства и различия, состоящие в следующем: основная масса зерен представлена изоферроплатиной Pt_3Fe , где $Fe + Ni = 20$ —30 ат.%, подчиненная — самородной платиной Pt(Fe), где $Fe + Ni = 10$ —20 ат.% (рис. 4). В железистой платине постоянно присутствует Cu с содержанием от <1.0—1.5 до 3—4 ат.% (табл. 3). В некоторых зернах из россыпей Горной Шории установлены аномально высокие концентрации Cu до 15 ат.% и более, особенно в краевых частях зерен (см. рис. 4, б), что связано с развитием туламинита, высокомедистой изоферроплатины $Pt_3(Fe_{0.6}Cu_{0.4})$ – $Pt_3(Fe_{0.4}Cu_{0.6})$ и хонгшита — $Pt_{1.1}Cu_{0.9}$ – $Pt_{1.2}Cu_{0.8}$. По содержанию Cu можно выделить четыре группы твердых растворов: 1) Pt–Fe(–Cu) – Cu < 1 ат.%; 2) Pt–Fe–Cu – Cu 1—5 ат.%; 3) Pt–Fe–Cu – Cu 7—15 ат.%; 4) Pt–Cu (–Fe) (хонгшит) — Cu 40—50 ат.%. Высокомедные разности железистой платины наиболее характерны для МПГ из россыпей Горной Шории. На долю других элементов-примесей приходится

Рис. 2. Шлиховой концентрат МПГ с золотоизвлекающей драги 138, р. Каурчак, Горная Шория.

Состав концентрата (%): Pt–Fe — 88, Ru–Ir–Os — 8, PtAs₂ — 4. На микрофотографии видны овальные и округлые формы мелких зерен.



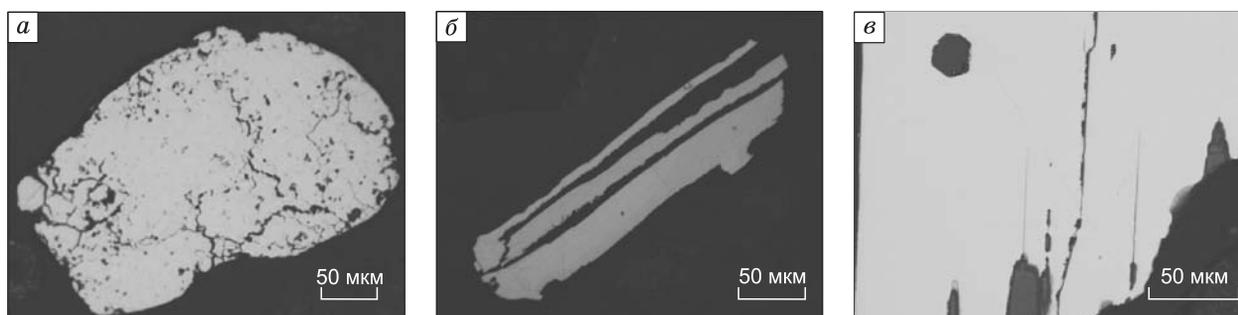


Рис. 3. Трещины в деформированных зернах МПГ из россыпей юга Сибири.

a — изоферроплатина (р. Каурчак) с серией пересекающихся изогнутых трещин; *б* — прямые параллельные трещины в рутениросмине (р. Каурчак); *в* — тонкие параллельные трещины в рутениросмине с рутилом, турмалином, амфиболом (р. Полуденный Кундат). *a, б* — микрофото, микроскоп AxioScopeA1, Zeiss; *в* — СЭМ Teskan, изображение в обратнорассеянных электронах (СЭМ). Длина кадра 120 мкм.

не более 2—6 мас.% при максимальных концентрациях отдельных элементов 2—5 мас.%. По уровню содержания и встречаемости элементы-примеси можно ранжировать в убывающем порядке: Rh→Ir→Os→Pd, Ru→Ni. По набору элементов-примесей выделяют следующие группы Fe-Pt сплавов: Cu-Rh-содержащие; Os-содержащие с Cu, Rh, Ru; Ir-содержащие с Cu, Rh, Ru.

Os-Ir-Ru (±Pt) сплавы весьма разнообразны по составу. Большинство представляют сплавы с преобладанием осмия, в меньшем количестве — иридия и наименее распространены с преобладанием рутения (рис. 5, см. табл. 3). В расположении точек составов на диаграммах устанавливаются осмиевый и рутениевый тренды. Составы МПГ, соответствующие осмиевому тренду, более четко отмечаются в россыпях Горной Шории. Сплавы Os-Ir-Ru(±Pt), образующие рутениевый тренд на диаграмме, распространены или встречаются в россыпях всех изученных районов. Как правило, в пределах отдельных зерен Os-Ir-Ru(±Pt) состав остается постоянным по профилю. Исключение представляют сплавы Os-Ir-Ru из россыпи р. Таенза, в которых отмечается изменение доли иридия в зерне от центра к краям. Зональность иногда проявляется в параллельном нарастании на кристалл иридосмина, обогащенного рутением $Os_{47.6}Ir_{35.9}Ru_{16.4}$, каймы рутениросмина с существенной примесью Pt ($Ru_{52.7}Os_{20.6}Ir_{20.6}Pt_{8.2}Fe_{0.9}$) и в образовании футлярных зерен (рис. 6). На рис. 6, *б* микрофотография зерна, где центральная часть — осмий самородный ($Os_{89.9}Ir_{8.6}Ru_{1.6}$) разрушена и частично выкрошена. Вокруг нее, сохранив первоначаль-

Таблица 2. Типы ассоциаций МПГ в россыпных месторождениях золота юга Сибири

| Регион | Россыпь | МПГ, % | | | |
|--------|----------------------|--------------|-----------------|-----------------------------|------------------------|
| | | Pt-Fe сплавы | Os-Ir-Ru сплавы | Сперрилит PtAs ₂ | Соединения ЭПГ с As, S |
| I | р. Каурчак, драга | 88 | 8 | 4 | — |
| | р. Андоба, драга | 88 | 9 | 3 | — |
| | р. Коура, драга* | 93 | 2 | 4 | 1 |
| | р. Таенза | 2 | 98 | — | — |
| II | р. Бол.Ортон | 21 | 75 | — | 4 |
| | р. Бол.Тулуюл | 65 | 24 | 11 | — |
| | р. Полуденный Кундат | 22 | 78 | — | — |
| | р. Прямой Кундат | 17 | 58 | 17 | 8 |
| | р. Шалтырь-Кожух | 67 | 33 | — | — |
| | р. Средняя Терсь | 67 | 33 | — | — |
| | р. Кельбес | 72 | 28 | — | — |
| | р. Селла | 60 | 37 | 3 | — |
| III | руч. Симоновский | 100 | — | — | — |
| | р. Мостовая* | 8 | 92 | — | — |

Примечание. Здесь и в табл. 3—6: I — Горная Шория; II — Кузнецкий Алатау; III — Салаир.
* Данные авторов и [Кривенко и др., 1994; Толстых и др., 1996].

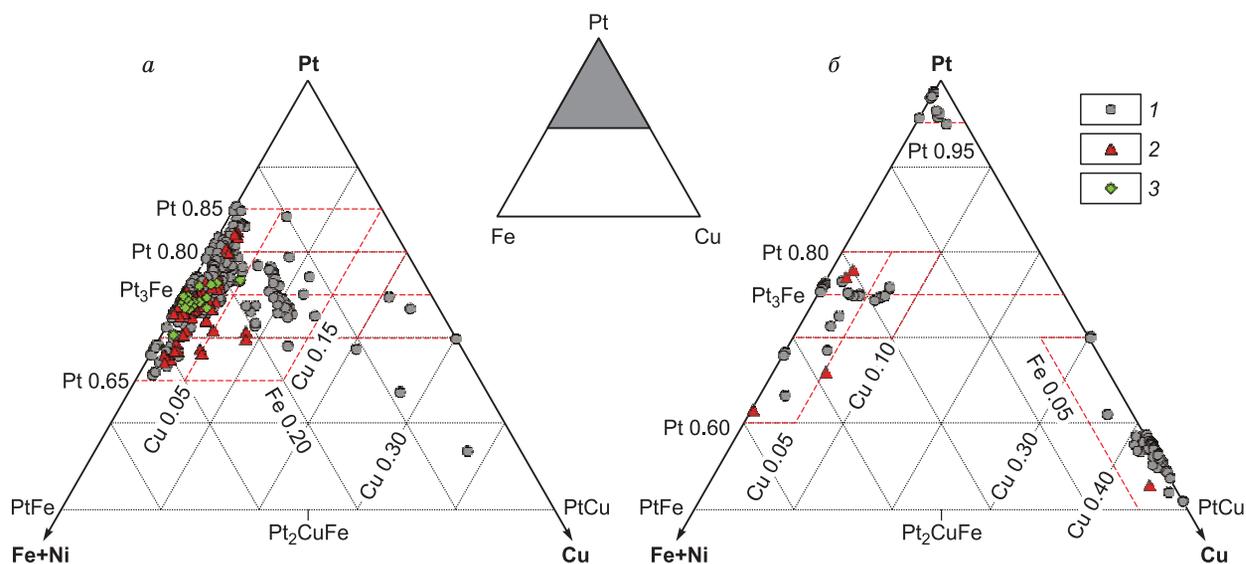


Рис. 4. Состав Pt, Fe (\pm Cu) твердых растворов.

a — матрица (зерна), *б* — включения и каймы. 1 — Горная Шория, 2 — Кузнецкий Алатау, 3 — Салаир.

ную гексагональную огранку, образуется футлярное зерно осмирида ($\text{Ir}_{61.6}\text{Os}_{33.8}\text{Ru}_{4.6}$), который ближе к внешнему краю сменяется более рутенистой фазой. Выкрошенная часть осмия заполнена каолинитом.

Микроструктуры МПГ. Наблюдаемые в изученных зернах МПГ микроструктуры по условиям и времени образования можно подразделить на сформированные в магматическую и в постмагматическую стадии развития рудообразующей системы. Массивные микротекстуры (сплошные, однородные), структуры распада твердых растворов и некоторые вкрапленные микроструктуры характерны для минералов, возникших в первую стадию. Массивные микротекстуры во всем объеме минерала встречаются редко. Вкрапленные микротекстуры распространены повсеместно, обычно в сочетании с другими, включая массивные микротекстуры матрицы. Возникновение вкрапленных структур связано с последовательностью кристаллизации ЭПГ-фаз из расплава или с захватом первичного магматического расплава (аломосиликатные включения). В виде идиоморфных кристаллов-вкрапленников в изоферроплатине чаще всего присутствует осмий (с небольшим количеством примесей Ru и Ir). В россыпи р. Андоба обнаружены зерна медьсодержащей железистой платины с отдельными ламеллями самородного золота.

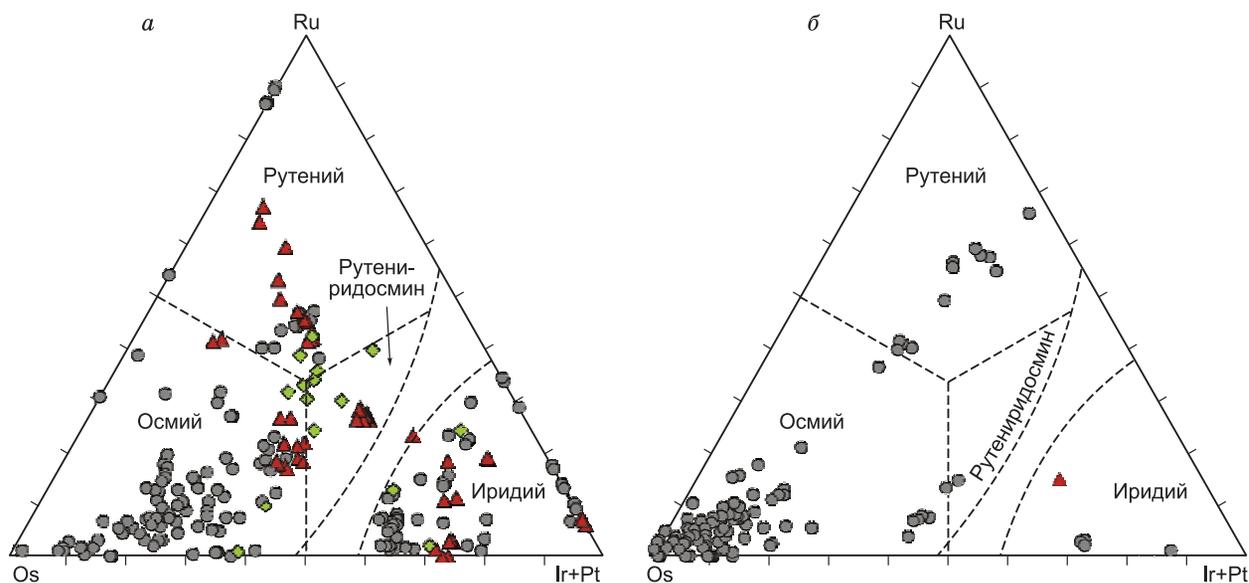


Рис. 5. Состав Os, Ir, Ru твердых растворов.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

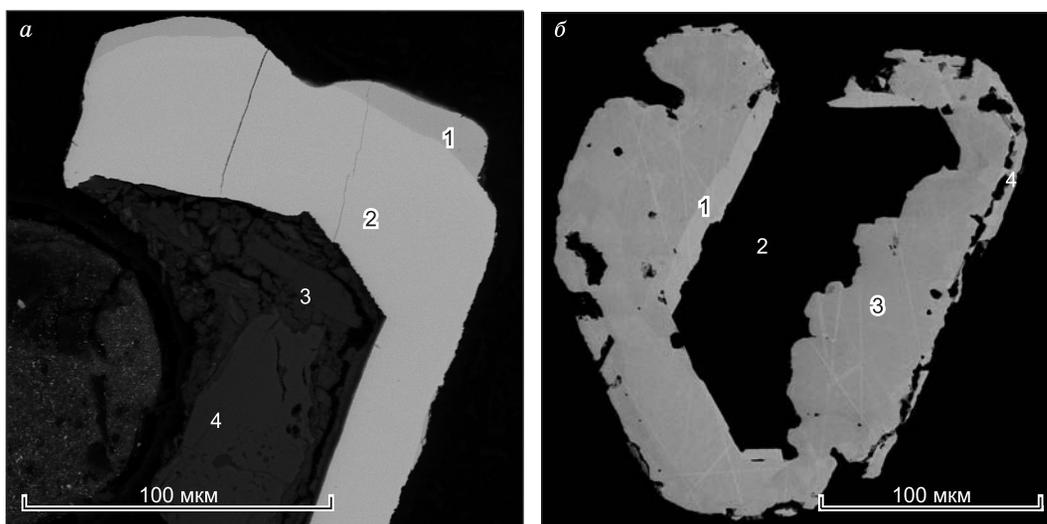


Рис. 6. Каймы и зональные футлярные зерна МПГ р. Таенза.

Электронно-микроскопические фотографии. *a* — зональное зерно $\text{Os}_{62}\text{Ir}_{23}\text{Ru}_{15}$ сплава (2) с каймой рутениевого состава $\text{Ru}_{53}\text{Os}_{21}\text{Ir}_{14}\text{Pt}_8\text{Rh}_4$ (1), включение санидина (3) и эпидота (4), *б* — футлярное зерно сложного состава: осмий самородный (1), каолинит (2), осмирид (3), рутениевая фаза (4).

Структуры распада твердых растворов ЭПГ освещаются в литературе более полувека [Бетехтин и др., 1958; Cabri et al., 1996]. Решетки распада твердых растворов сложного (Pt, Fe, Ir, Os, Rh, Ru) и Pt-Ir (Rh), Pt-Os состава, в том числе и с золотом, в целом встречаются редко. В Горной Шории в аллювии р. Коура обнаружено зерно, которое представляет собой структуру распада сложного соединения $\text{Pt}_{63}\text{Fe}_{29}\text{Ru}_3\text{Rh}_2\text{Ir}_2\text{PdCu}$ (рис. 7, *a*) с выделением рутеносмистой и рутениридосмистой фаз. Вероятно, это соединение отражает первичный состав расплава ЭПГ.

В зернах платины из россыпи р. Полуденный Кундат (Кузнецкий Алатау) встречена структура распада, сформированная фазами платинистого иридия и иридной платины (или фазами Ir-Pt), в ассоциации с соединением $(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Ir})_4\text{Sb}_3$ (родиевый аналог генкинита) (см. рис. 7, *б*). Обнаружены зерна со сложными соотношениями между изоферроплатиной с решеткой наноразмерных ламелл Os и замещающими ее сульфидами и сульфоарсенидами ЭПГ. Ламеллы Os остаются при этом без изменения (см. рис. 7, *в*). В одном зерне изоферроплатины столбчатая (субграфическая) структура наблюдалась в кайме, выполненная куперитом и ксингцхонгитом (см. рис. 7, *г*). Вероятно, она была сформирована в позднюю стадию при воздействии расплава, обогащенного Cu, S, As, на решетку распада Pt, Ir, Rh сплава.

Наиболее распространены более поздние микроструктуры, наложенные и чаще образованные в ходе метасоматического замещения первичной структуры: микропятнистая, микрополосчатая, микропетельчатая, микрозональная (рис. 8), иногда в сочетании со структурами распада. Среди минералов, формирующих эти микроструктуры, устанавливаются сульфиды, арсениды и сульфоарсениды ЭПГ (сперрилит, ирарсит, родарсенит и др.). В этой роли в зернах медьсодержащих Fe-Pt сплавов нередко выступают медистые разности платины вплоть до хонгшита, тяготеющие к краям зерен.

Каймы на зернах МПГ. Каймы наблюдаются на многих зернах МПГ из россыпей Горной Шории и реже других районов региона. По условиям образования, основываясь на характере взаимоотношения каймы с основным минералом-матрицей, можно выделить два основных типа. Первый тип — кайма замещения (см. рис. 8, *a, г*; рис. 9, *a, в*) и второй — нарастания—отложения (см. рис. 9, *б, е*). Список минералов, входящих в самых разных соотношениях в состав кайм зерен МПГ рассматриваемого региона, достаточно большой и включает в себя сульфиды, сульфоарсениды, арсениды ЭПГ (табл. 4, 5): куперит, сперрилит, ирарсит, купрородсит, маланит, холингвортит, родарсенит, платарсит, Pt-Cu-Fe сплавы, хонгшиит, хараелахит, эрлихманит, самородное золото и др.

Последовательность выделения минералов в каймах не остается постоянной, однако некоторые тенденции существуют. К ранним минералам относятся куперит и самородное золото-I (см. рис. 9), а к поздним — сперрилит. Куперит замещает платину и оставляет нетронутыми содержащиеся в ней кристаллы осмия (рис. 10, *a*). Куперит замещается арсенидами и сульфоарсенидами, особенно ярко это проявлено около внешней границы, где куперит часто замещается целиком. Ранее гидротермальное самородное золото-I с пробностью 700—800 ‰ образует вкрапления в приповерхностных частях зерен ЭПГ и/или в каймах замещения. Как уже отмечалось, в некоторых зернах Cu-Fe-Pt сплавов россыпи

Таблица 3.

**Химический состав выборочных зерен платиноидов
россыпных месторождений юга Сибири (мас.%)**

| Регион | Россыпь | Анализ | Тв. р-р | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Ni | Cu | Сумма | |
|------------|---|----------|-------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|------|--------|--------|-------|
| I | р. Каурчак | EDS | Pt-Fe | Н.о. | Н.о. | 89.7 | 0.7 | 2.3 | 0.9 | 5.7 | Н.о. | Н.о. | 99.3 | |
| | | » | » | 1.3 | » | 87.4 | 0.6 | 2.1 | 0.8 | 6.4 | » | 0.6 | 99.2 | |
| | | » | » | Н.о. | 3.9 | 88.2 | 0.5 | 1.0 | 0.5 | 6.2 | » | 0.3 | 100.6 | |
| | | » | » | 1.4 | 3.1 | 84.6 | 0.6 | Н.о. | 0.5 | 6.0 | » | Н.о. | 96.2 | |
| | р. Андоба | EDS | Pt-Fe | Н.о. | 2.0 | 89.7 | Н.о. | 0.7 | 0.5 | 6.7 | Н.о. | Н.о. | 99.6 | |
| | | » | » | » | Н.о. | 90.5 | » | 1.0 | Н.о. | 5.6 | » | 0.9 | 98.0 | |
| | | » | Ir-Os | 20.5 | 71.8 | Н.о. | 1.0 | Н.о. | » | 0.5 | 0.3 | Н.о. | 94.1 | |
| | | » | Pt-Fe | Н.о. | 1.9 | 89.7 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 8.1 | Н.о. | 0.7 | 102.0 | |
| | р. Коура | EDS | Pt-Fe | » | Н.о. | 88.0 | Н.о. | 0.5 | Н.о. | 8.1 | Н.о. | 0.5 | 97.1 | |
| | | » | » | » | » | 90.8 | » | Н.о. | » | 8.3 | » | 0.4 | 99.5 | |
| | | » | Os-Ir-Ru | 33.9 | 31.4 | 4.9 | 30.4 | » | » | Н.о. | » | Н.о. | 100.6 | |
| | | » | » | 36.6 | 30.2 | 2.3 | 28.6 | » | » | 0.5 | » | » | 98.2 | |
| | р. Таенза | EDS | Os-Ir | 74.9 | 21.9 | Н.о. | 3.2 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 100.0 |
| | | » | » | 67.0 | 22.6 | 2.3 | 5.5 | 0.7 | » | 0.2 | » | » | 98.3 | |
| | | » | Ir-Os | 34 | 60.7 | Н.о. | 1.0 | Н.о. | » | Н.о. | » | » | 95.7 | |
| | | » | » | 31.5 | 61.0 | » | 3.1 | » | » | 0.2 | » | » | 95.8 | |
| | | » | Os-Ir-Ru | 51.3 | 39.1 | » | 9.4 | » | » | Н.о. | » | » | 99.8 | |
| II | р. Бол. Тулуял | EDS | Pt-Fe | 1.4 | 1.5 | 86.5 | 0.4 | 1.8 | 1.0 | 5.5 | Н.о. | 0.6 | 98.7 | |
| | | » | » | Н.о. | 2.2 | 87.6 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 7.8 | » | 1.2 | 98.8 | |
| | | » | Os-Ir-Ru | 48.0 | 41.9 | Н.о. | 9.4 | » | » | 0.3 | » | Н.о. | 99.6 | |
| | | » | » | 45.6 | 38.3 | » | 12.0 | 0.7 | » | Н.о. | » | » | 96.6 | |
| | р. Полуденный Кундаг | EDS | Ru-Os-Ir | 36.4 | 14.7 | Н.о. | 48.1 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | » | 99.2 | |
| | | » | Pt-Fe | Н.о. | Н.о. | 86.9 | 0.5 | 0.8 | » | 10.1 | 0.6 | 1.0 | 99.9 | |
| | | » | Ir-Os-Pt-Ru | 21.8 | 48.3 | 13.1 | 13.0 | 1.4 | » | 0.6 | 0.4 | Н.о. | 98.6 | |
| | | » | Os-Ir-Ru | 44.4 | 37.4 | 1.8 | 15.9 | 0.7 | » | Н.о. | Н.о. | » | 100.2 | |
| | | | » | Ir-Pt | Н.о. | 64.9 | 20.9 | 6.3 | 7.2 | Н.о. | » | » | Н.о. | 99.3 |
| | р. Прямой Кундаг | EDS | Os-Ir-Ru | 45.3 | 42.9 | Н.о. | 10.7 | 0.7 | Н.о. | 0.6 | Н.о. | Н.о. | 100.2 | |
| | | » | Pt-Fe | Н.о. | Н.о. | 88.2 | Н.о. | Н.о. | » | 8.4 | » | » | 96.6 | |
| | | » | Os-Ir-Ru | 36.5 | 26.4 | Н.о. | 32.3 | 1.9 | » | Н.о. | » | » | 97.1 | |
| | | » | Ir-Os | 26.4 | 69.9 | 2.5 | Н.о. | Н.о. | » | 0.3 | » | » | 99.1 | |
| | р. Шалтырь-Кожух | EDS | Pt-Fe | Н.о. | Н.о. | 88.8 | Н.о. | 0.5 | 0.6 | 9.0 | 0.8 | Н.о. | 99.7 | |
| | | » | » | » | 1.9 | 87.8 | » | Н.о. | Н.о. | 8.5 | Н.о. | » | 98.2 | |
| | р. Средняя Терсь | WDS | Pt-Fe | 0.09 | 0.20 | 89.49 | Н.о. | 1.24 | 0.45 | 8.09 | 0.07 | 1.02 | 100.65 | |
| » | | » | 0.07 | 0.22 | 89.6 | 0.16 | 1.58 | 0.52 | 6.46 | 0.09 | 0.71 | 99.41 | | |
| » | | Os-Ir-Ru | 44.22 | 36.03 | 2.55 | 16.94 | 0.54 | Н.о. | 0.25 | 0.03 | 0.08 | 100.64 | | |
| р. Кельбес | WDS | Os-Ir-Ru | 30.47 | 29.53 | 3.24 | 35.14 | 1.08 | Н.о. | 0.34 | 0.02 | 0.08 | 99.91 | | |
| | » | Os-Ir | 89.05 | 8.20 | 1.44 | 0.74 | 0.50 | » | 0.07 | 0.07 | Н.о. | 100.07 | | |
| | » | Pt-Fe | Н.о. | Н.о. | 89.00 | 0.08 | 0.14 | 1.11 | 8.00 | 0.73 | » | 99.06 | | |
| | » | » | » | 0.29 | 89.60 | 0.06 | 0.77 | Н.о. | 7.69 | 0.40 | 0.04 | 98.84 | | |
| р. Селла | WDS | Pt-Fe | Н.о. | 0.54 | 90.38 | 0.03 | 0.10 | Н.о. | 7.47 | 1.32 | 0.04 | 99.88 | | |
| | » | » | » | 0.15 | 89.89 | 0.02 | 0.91 | 0.48 | 7.73 | 0.93 | 0.01 | 100.12 | | |
| | » | Os-Ir-Ru | 38.80 | 37.00 | 3.61 | 20.05 | 0.56 | Н.о. | 0.20 | Н.о. | 0.06 | 100.28 | | |
| | » | » | 13.95 | 67.47 | 5.98 | 9.31 | 2.29 | » | 1.06 | » | 0.12 | 100.18 | | |
| III | руч. Симоновский [Подлипский и др., 2007] | WDS | Pt-Fe | Н.о. | 1.14 | 89.73 | Н.о. | 0.23 | Н.о. | 7.29 | Н.о. | 0.76 | 99.16 | |
| | | » | » | » | Н.о. | 89.94 | » | 0.62 | 0.29 | 7.75 | » | 0.33 | 98.92 | |
| | р. Мостовая [Tolstykh et al., 2002] | WDS | Pt-Os-Ir | 6.38 | 8.19 | 76.04 | 0.77 | 0.41 | Н.о. | 7.59 | Н.о. | 0.11 | 99.49 | |
| | | » | Pt-Ru-Ir-Os | 12.93 | 26.23 | 43.94 | 13.78 | 1.95 | » | 0.08 | » | Н.о. | 98.81 | |
| | » | » | 7.77 | 12.73 | 49.54 | 21.89 | 6.5 | » | 0.12 | » | » | 98.55 | | |
| | » | Pt-Fe | 0.35 | Н.о. | 87.2 | Н.о. | 0.28 | 0.22 | 10.08 | » | 0.49 | 98.62 | | |

Примечание. Н.о. – ниже предела обнаружения.

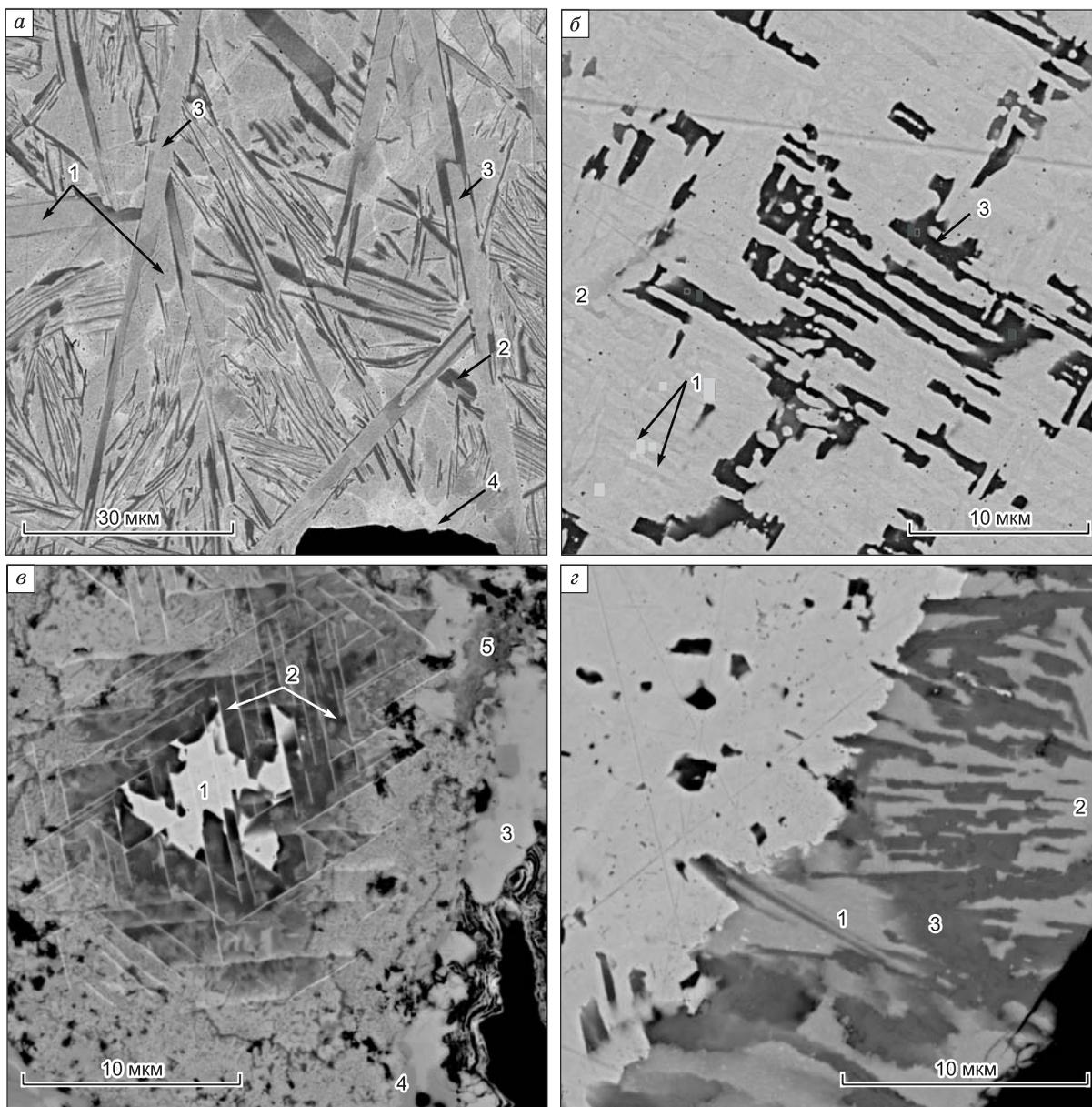


Рис. 7. Микроструктуры распада твердых растворов.

Электронно-микроскопические фотографии. *а* — решетчатая структура: 1 — платина $Pt_{63}Fe_{29}Ru_3Rh_2Ir_2Pd_1Cu_1$, 2 — $Ru_{55}Ir_{16}Os_{15}Pt_{10}Rh_2Fe_2$, 3 — $Ru_{39}Os_{39}Ir_{15}Pt_7$, 4 — изоферроплатина (р. Коура); *б* — решетчатая структура платины: 1 — $Ir_{56}Pt_{19}Rh_{12}Ru_{10}Fe_3$, 2 — $Pt_{46}Ir_{32}Fe_{12}Rh_6Ru_4$, 3 — Rh-генкиннит $(Rh, Pt, Ir)_4Sb_3$ (р. Полуденный Кундат); *в* — зерно изоферроплатины с решеткой ламеллей Os замещается сульфидами и сульфосарсенидами ЭПГ: 1 — изоферроплатина, 2 — холлингвортит, 3 — куперит, 4 — сперрилит, 5 — платарсит (р. Коура); *г* — столбчатая, субграфическая в кайме зерна изоферроплатины: 1, 2 — куперит, 3 — ксингчхонгит (р. Коура).

р. Андоба золото образует эмульсионно-ликвационную вкрапленность (см. рис. 10, б) или дендритовые выделения (см. рис. 10, в). В россыпи р. Каурчак обнаружено зерно изоферроплатины (с примесями (мас.%): Cu — 0.47; Pd — 1.31; Ru — 0.72; Rh — 1.93), в краевой части которого на отдельных участках проявлена специфическая структура распада со своеобразной структурой, представленной тонким чередованием изогнутых, ветвящихся, вытянутых наноразмерных ламеллей золота ($Au_{84}Ag_{16}$) и арсенидной фазы (Pt и Rh), сформировавшейся позднее в процессе гидротермально-метасоматической проработки. При замещении таких участков куперитом и сперрилитом (по периферии зерна) золото-I укрупняется и распределяется параллельно поверхности зоны взаимодействия изоферроплатина—сперрилит или образует микро- и наноразмерную вкрапленность золота в сперрилите. Устанавливается и позднее высокопробное самородное золото-II. Его мельчайшие (5—10 мкм) кристаллы нарастают на поверхность

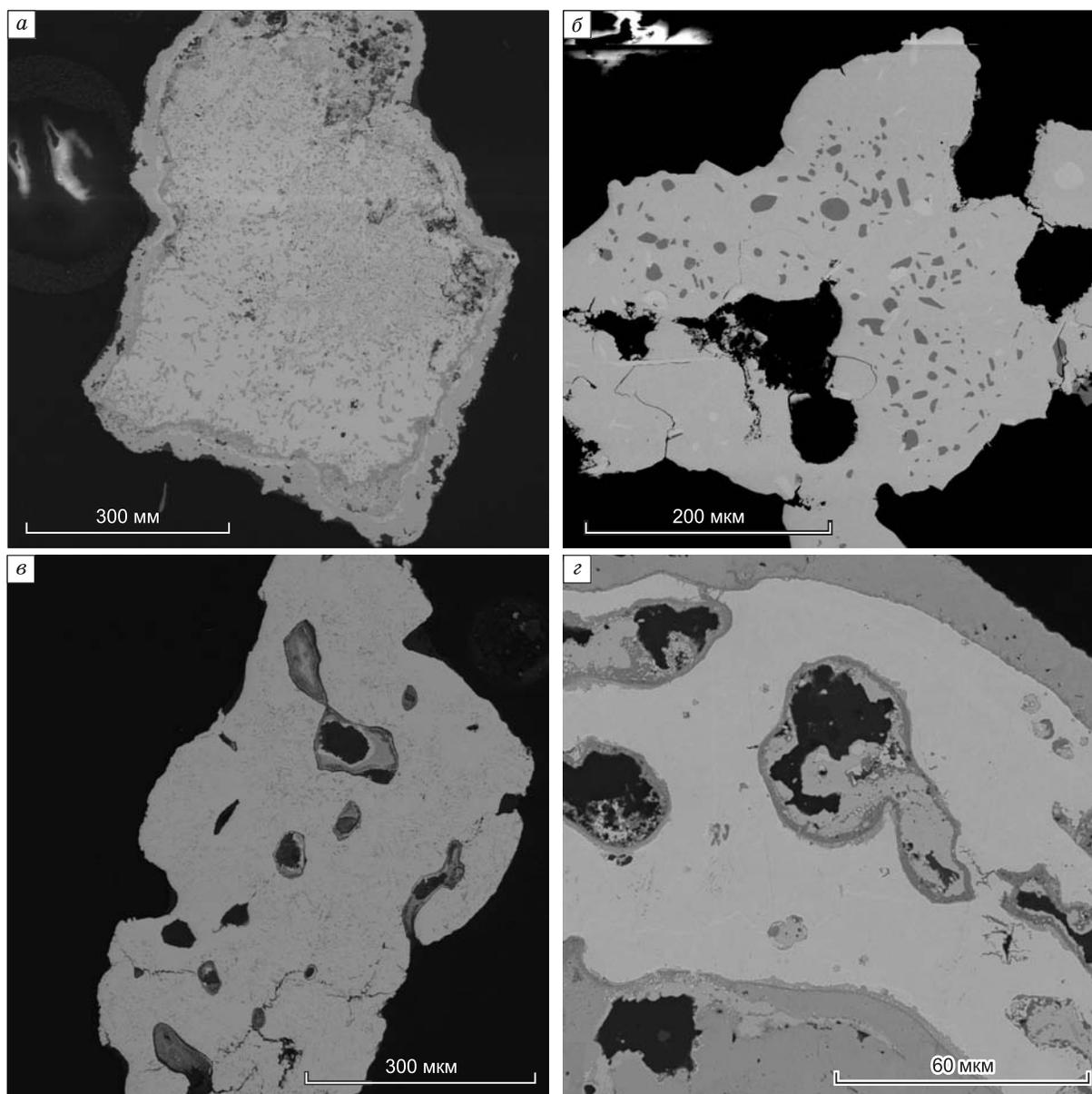


Рис. 8. Вторичные микроструктуры в зернах МПГ, образованные сульфидами и сульфоарсенидами ЭПГ (р. Коура).

а — сетчатая, образованная сперрилитом; *б* — пятнистая: сперрилит, хонгшит, платарсит, родарсенит образуют вкрапления в Pt-Pd сплаве; *в* — ленточная; *г* — зональная. Электронно-микроскопические фотографии.

самородной платины или на уже существующие каймы (см. рис. 9, *б*; рис. 10, *г*). Золото-II характеризуется очень низким содержанием Ag (1.4—1.6 мас.%) и постоянным присутствием Hg (3.5—12.5 мас.%), вплоть до 18.3 мас.%. Детали генезиса этого, безусловно гипергенного, золота остаются открытыми.

Микровключения в зернах МПГ. Большинство зерен платиноидов содержат субмикроскопические и микроскопические включения, представляющие собой (см. рис. 8, 11, 12): 1 — структуры распада твердого раствора; 2 — расплавные и флюидно-расплавные включения в разной степени раскристаллизованные и измененные; 3 — «реликтовые» минеральные включения (силикаты, оксиды и др.); 4 — эмульсионно-ликвационные включения. Они характеризуются разнообразием форм: прямоугольные, лейсты, кристалломорфные; неправильные сглаженные, овальные и округлые (капли, шары). По своему составу подразделяются на моно- и полиминеральные включения, сложенные алюмосиликатами, оксидами, сульфидами и МПГ. Встречаются зерна ЭПГ со сложной внутренней структурой, которая представляет собой сочетание структур распада, замещения, перекристаллизации, с включениями оксидов, силикатов и новообразованных МПГ. Индикаторная роль включений весьма многообразна, что требует специального исследования.

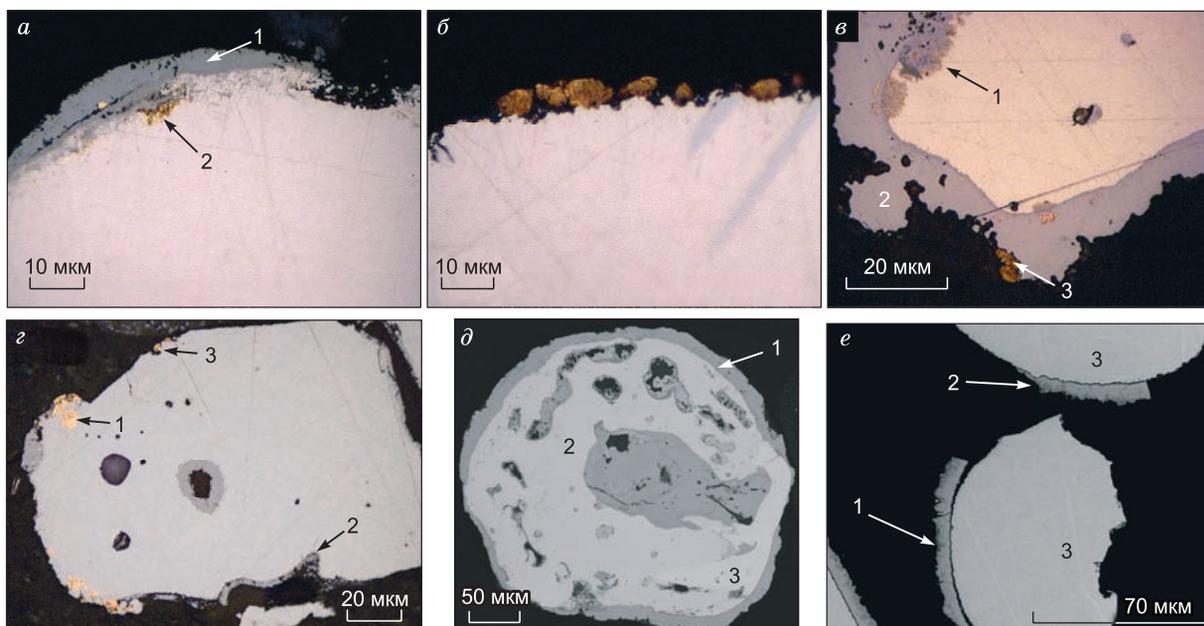


Рис. 9. Включения и каймы в МПГ.

Электронно-микроскопические фотографии. *a–в, д, е* — р. Каурчак, *г* — р. Андоба. *a* — сперрилитовая кайма замещения (1) и включения раннего самородного золота-I с пробностью 700—800 ‰ (2) в зерне изоферроплатины; *б* — нарастание позднего самородного золота-II с пробностью 863—985 ‰ на изоферроплатину; *в* — на изоферроплатину с включениями золота-I (1) и каймой сперрилита (2) нарастает позднее золото-II (3); *г* — на изоферроплатину с включениями золота-I (1) и каймой сперрилита (2) нарастает позднее золото-II (3); *д* — кайма нарастания сперрилита (1) на округлом зерне платины (2), включения МПГ расположены субпараллельно краю зерна, состав зерна варьирует от $Pt_{63}Fe_{20}Ir_{13}Os_3Ru_1$ (2) до $Ir_{44}Os_{25}Pt_{23}Ru_3Rh_3Fe_2$ (3); *е* — каймы сперрилита (1) и куперита (2) на зернах изоферроплатины (3).

Наиболее распространены микровключения МПГ, которые представлены сульфидами, сульфоарсенидами и арсенидами, в меньшей степени распространены интерметаллические соединения (теллуриды, соединения Sb). Железоплатиновые твердые растворы более насыщены включениями, чем Ru-Ir-Os сплавы. Особенно разнообразны и многочисленны включения в платине из россыпи Горной Шории, в которых было определено более 20 минералов (см. табл. 4—6). Здесь отмечены как типичные сульфиды: куперит, лаурит, бреггит, эрликманит, ксингцхонгит, боуит, так и редкие минералы. Так, тиошинели платины представлены расширенным рядом, включая Co разность — дайнгит $Cu(Co, Pt)_2S_4$ (см. рис. 10, *a*), которая является довольно редкой производной изоморфного ряда маланит—карролит $CuPt_2S_4—CuCo_2S_4$ (до 39 мол.% Co). Включения дайнгита отмечены в ассоциации с маланитом в краевых частях и арсенидных каймах изоферроплатиновых зерен россыпей Горной Шории (р. Андоба, р. Коура). Простые сульфиды, такие как лаурит, эрликманит, часто формируют самостоятельные мономинеральные средние и крупные идиоморфные включения (до 25 мкм) (см. рис. 10, *a*), в то время как более сложные сульфидные формы характерны для полиминеральных раскристаллизованных расплавленных включений, в которых часто с ними ассоциируют сульфиды Fe, Cu, Ni. В таких сложных полифазных сульфидных включениях в зерне рутеносмирида из р. Полуденный Кундат обнаружена Pd-Cu еще неназванная сульфидная фаза, вероятно, являющаяся медистым аналогом высокоцита $(Pd, Ni)S$ (см. рис. 11, табл. 4). Арсениды и сульфоарсениды Ru, Rh, Ir, Pt и Pd в основном входят в состав полифазных включений или образуют каймы обрастания (сперрилит), зачастую достаточно мощные (до 50 мкм). При этом последние проявления преобладают в зернах железистой платины и не характерны для Os-Ir-Ru сплавов. Их минеральный состав напрямую коррелируется с составом минерала-хозяина — обычно в арсенидные фазы связываются элементы-примеси минерала матрицы. Так, например, родарсенид $(Rh, Pd)_2As$ весьма часто устанавливается во включениях в зернах железистой платины с примесью Rh и Pd в их составе. В Os-Ir-Ru сплавах типичные арсенидные фазы — иридсит, иридарсенид.

В микровключениях р. Андоба (Горная Шория) выявлены теллуриды ЭПГ: теллуropаладинит Pd_9Te_4 , масловит $Pt(ViTe)$. Они отлагаются в микротрещинах или формируют включения в сульфоарсенидных каймах (см. рис. 11). Особый интерес представляют редкие микровключения интерметаллидов Sb — генкинита $(Pt, Pd)_4Sb_3$ и их производных. Они формируют как включения в изоферроплатине (р. Андоба), так и участвуют в образовании структур распада в зерне платины с чередованием ориенти-

Таблица 4. Состав сульфидов ЭПГ во включениях и каймах изученных зерен платиноидов

| Регион | Россыпь | Матрица | Расположение | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Co | Ni | Cu | Pb | S | Сумма |
|---|----------------------|------------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Куперит PtS | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 85.9 | Н.о. | 0.9 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 14.5 | 101.3 |
| I | » | » | » | » | » | 82.9 | 2.4 | Н.о. | » | 0.2 | » | » | 0.7 | » | 12.6 | 98.8 |
| I | » | » | » | » | » | 85.3 | Н.о. | » | » | 0.6 | » | » | Н.о. | » | 13.9 | 99.8 |
| I | р. Каурчак | » | к | » | » | 81.7 | 1.3 | » | » | Н.о. | » | » | » | » | 16.1 | 99.1 |
| I | р. Андоба | » | » | » | » | 84.3 | Н.о. | » | » | » | » | » | » | » | 14.4 | 98.7 |
| I | р. Коура | » | » | » | » | 85.2 | » | » | » | » | » | » | » | » | 14.3 | 99.5 |
| I | » | » | » | » | » | 85.9 | » | » | 0.9 | » | » | » | » | » | 14.5 | 101.3 |
| I | » | » | » | » | 1.2 | 81.2 | 0.6 | 0.7 | Н.о. | 0.5 | » | » | » | » | 14.9 | 99.1 |
| II | р. Полуденный Кундат | » | вкл. | » | Н.о. | 84.5 | Н.о. | Н.о. | » | Н.о. | » | » | » | » | 14.1 | 98.6 |
| II | р. Прямой Кундат | » | к | » | » | 86.0 | » | » | » | » | » | » | » | » | 15.9 | 101.9 |
| II | р. Шалтырь-Кожух | » | » | » | » | 83.4 | » | » | 1.03 | » | » | » | » | » | 14.2 | 98.6 |
| Брэггит (Pt, Pd)S | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 59.0 | Н.о. | Н.о. | 19.4 | 0.3 | Н.о. | 3.6 | Н.о. | Н.о. | 18.1 | 100.4 |
| I | » | » | » | » | » | 62.3 | » | » | 12.7 | 0.5 | » | 4.9 | » | » | 17.6 | 98.0 |
| I | » | » | » | » | » | 56.1 | » | » | 17.7 | 2.1 | » | 3.2 | 1.9 | » | 19.9 | 100.9 |
| I | » | » | » | » | » | 60.2 | » | » | 17.5 | 1.1 | » | 3.6 | 0.4 | » | 20.6 | 103.4 |
| I | » | » | » | » | » | 59.1 | » | » | 17.5 | 0.3 | » | 3.3 | 0.7 | » | 17.5 | 98.3 |
| Ксингцхонгит (Pb, Cu, Fe)(Ir, Pt, Rh)₂S₄ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Андоба | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | 31.3 | 10.1 | Н.о. | 18.8 | Н.о. | 1.0 | Н.о. | Н.о. | 4.8 | 14.3 | 17.9 | 98.2 |
| I | » | » | » | » | 27.6 | 11.7 | » | 20.9 | » | 0.5 | » | » | 5.1 | 15.4 | 19.2 | 100.4 |
| I | р. Коура | » | » | » | 43.1 | 11.0 | » | 15.2 | » | 1.0 | » | 0.8 | 6.6 | 3.0 | 18.5 | 99.2 |
| I | р. Каурчак | » | к | » | 35.8 | 21.9 | 1.2 | 8.2 | » | 1.2 | » | Н.о. | 3.6 | 8.1 | 17.5 | 97.4 |
| I | р. Андоба | » | » | 1.7 | 28.2 | 24.8 | Н.о. | 9.9 | » | Н.о. | » | » | 5.0 | 10.0 | 18.5 | 98.0 |
| I | р. Коура | » | » | Н.о. | 18.7 | 28.1 | 0.3 | 7.2 | » | » | » | » | 5.1 | 17.8 | 21.5 | 98.7 |
| Кингстонит (Rh, Ir, Pt)₃S₄ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | 10.1 | 12.1 | Н.о. | 51.4 | Н.о. | 0.3 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 25.7 | 99.6 |
| II | р. Шалтырь-Кожух | » | » | » | 17.3 | 14.1 | » | 42.2 | » | 2.6 | » | » | » | » | 24.0 | 100.2 |
| Лаурит RuS₂ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | 7.6 | Н.о. | Н.о. | 57.0 | 2.9 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 32.3 | 99.8 |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | » | 11.7 | 5.9 | » | 46.6 | 0.7 | » | » | » | » | » | » | 34.9 | 99.7 |
| I | » | » | » | 9.8 | 5.4 | » | 47.9 | Н.о. | 0.5 | » | » | » | » | » | 35.0 | 98.6 |
| II | р. Полуденный Кундат | » | » | 6.8 | 5.2 | » | 52.1 | » | Н.о. | » | » | » | » | » | 35.8 | 99.9 |
| II | » | » | » | 6.9 | 5.0 | » | 50.7 | » | » | » | » | » | » | » | 36.4 | 99.0 |
| Эрликманит OsS₂ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | вкл. | 39.2 | 10.5 | Н.о. | 15.8 | 2.2 | Н.о. | 0.6 | Н.о. | 0.4 | 0.2 | Н.о. | 30.5 | 99.4 |
| I | » | » | » | 39.9 | 11.7 | » | 16.5 | 1.9 | 1.3 | 0.3 | » | Н.о. | Н.о. | » | 28.3 | 99.9 |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | к | 56.7 | 7.0 | 4.6 | 2.4 | 1.9 | » | 0.6 | » | » | » | » | 25.5 | 98.7 |
| Василит Pd₁₆S₇ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | вкл. | Н.о. | 1.7 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 81.8 | 1.3 | Н.о. | Н.о. | 2.0 | Н.о. | 11.2 | 98.0 |
| II | р. Полуденный Кундат | » | » | » | Н.о. | » | 0.5 | » | 59.5 | 1.4 | » | 2.1 | 15.6 | » | 17.0 | 96.1 |

| Регион | Россыпь | Матрица | Расположение | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Co | Ni | Cu | Pb | S | Сумма |
|---|----------------------|------------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Купродит CuRh_2S_4 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Каурчак | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 3.7 | Н.о. | 50.3 | Н.о. | 1.5 | Н.о. | Н.о. | 12.1 | Н.о. | 31.3 | 98.9 |
| I | р. Коура | » | к | » | » | 20.1 | » | 40.1 | » | Н.о. | 0.6 | » | 11.9 | » | 29.3 | 102 |
| Маланит $\text{Cu(Pt, Ir)}_2\text{S}_4$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | 3.7 | 38.4 | Н.о. | 19.1 | Н.о. | 0.5 | Н.о. | Н.о. | 11.8 | Н.о. | 26.4 | 99.9 |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | » | » | 38.6 | 5.8 | » | 18.3 | 0.1 | 1.6 | » | » | 9.6 | » | 26.4 | 100.4 |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | к | 3.8 | 22.4 | 30.0 | » | 11.3 | Н.о. | Н.о. | » | » | 8.4 | » | 24.5 | 100.4 |
| II | р. Тулуял | » | вкл. | Н.о. | 6.2 | 36.7 | » | 19.3 | » | 1.1 | » | » | 11.2 | » | 25.2 | 99.7 |
| II | р. Шалтырь-Кожух | » | » | » | 39.3 | 14.4 | » | 8.6 | » | 1.2 | » | » | 11.8 | » | 23.9 | 99.2 |
| Ферродит $(\text{Fe, Cu})(\text{Rh, Ir, Pt})_2\text{S}_4$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | 3.2 | 10.9 | Н.о. | 32.2 | Н.о. | 14.4 | Н.о. | 1.2 | 7.0 | Н.о. | 29.5 | 98.4 |
| II | р. Тулуял | Os-Ir-Ru | » | » | 17.6 | 1.4 | » | 33.7 | » | 13.6 | » | 1.9 | 5.8 | » | 26.9 | 100.9 |
| Дайингит $\text{Cu}(\text{Co, Pt})_2\text{S}_4$ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 43.7 | Н.о. | 2.2 | Н.о. | Н.о. | 11.5 | Н.о. | 14.0 | Н.о. | 28.4 | 99.8 |
| I | » | » | » | » | » | 43.1 | » | 1.5 | » | » | 11.5 | » | 14.0 | » | 29.0 | 99.0 |
| I | » | » | » | » | » | 43.1 | » | 1.5 | » | » | 11.1 | » | 13.5 | » | 29.8 | 98.9 |
| Фаза (Pd, Cu)S | | | | | | | | | | | | | | | | |
| II | р. Полуденный Кундат | Os-Ir-Ru | вкл. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 0.5 | Н.о. | 58.5 | 1.4 | Н.о. | 5.1 | 15.6 | Н.о. | 15.0 | 96.1 |
| II | » | » | » | » | 1.3 | 1.2 | » | » | 66.5 | 0.6 | » | 2.1 | 15.3 | » | 13.7 | 100.7 |
| II | » | » | » | » | 1.3 | » | » | » | 72.0 | < | » | 1.5 | 11.4 | » | 13.4 | 99.6 |

Примечание. Здесь и в табл. 5: Н.о. – ниже предела обнаружения; вкл. – во включениях; к – в каймах зерен.

рованных зон — платинистого иридия, иридной платины (р. Полуденный Кундат) (см. рис. 10, б; 11, е; 7, б). При формировании структуры распада в последнем случае в ассоциации с иридной платиной присутствуют фазы родиевого аналога генкинита $(\text{Pt, Pd})_4\text{Sb}_3$, где вместо Pd в состав входит Rh, содержание которого достигает 12 мас. %.

Кроме МПГ, во включениях в платиноидах изученных россыпей встречаются силикаты, сульфиды, оксиды, реже фосфаты. Сульфиды Fe, Ni и Cu чаще всего входят в состав некоторых раскристаллизованных расплавных полифазных включений: халькопирит и пентландит в ассоциации с лауритом, ферродитом, ирарситом; халькопирит и борнит с брэггитом, боуитом, теллуropалладинитом; кубанит с брэггитом, ферродитом, маланитом (см. рис. 11). В Fe-Pt сплавах встречаются включения оксидов Fe и Cr. В россыпях р. Полуденный Кундат отмечены включения магнетита, а в железистой платине в россыпи р. Коура хромшпинелиды формируют крупные зональные включения с различным содержанием Cr (см. рис. 12). Они фиксируют изменения окислительно-восстановительных условий или *P-T* условий при кристаллизации расплавов. Кроме того, во включениях в МПГ обнаружены оксидные минеральные формы.

Оксиды элементов платиновой группы описаны в хромититах офиолитовых комплексов Урала, Финляндии, Омана [Garuti et al., 1997; Gornostaev et al., 2000; Ahmed, Arai, 2003], в аллювиальных отложениях Чукотки [Мочалов и др., 1992; Gornostaev et al., 1999] и т.д. Считается, что оксиды ЭПГ формируются при низкотемпературном замещении пород [Ahmed, Arai, 2003] или даже зерен в диагенетическом процессе или низкотемпературном метаморфизме [Gornostaev et al., 1999]. Структура минералов на данный момент еще не расшифрована, поскольку не было обнаружено достаточно большого самостоятельного зерен. В россыпи р. Коура (Горная Шория) в двух зернах Pt-Fe сплавов было установлено два сложных оксида ЭПГ — первый с преобладанием Ir и Hg (табл. 7, рис. 13), второй — с преобладанием Ru, Fe и Ir (см. табл. 7). Минералы установлены в краевых частях зерен, в зонах микротрещиноватости и тесно ассоциируют с ламеллями осмия (см. рис. 13) и рутенсодержащего осмия соответственно и, возможно, замещают их. Подобно оксидам, установленным на Южном Урале [Garuti et al., 1997],

Таблица 5. Состав сульфоарсенидов и арсенидов ЭПГ во включениях и каймах изученных зерен платиноидов

| Ре- гион | Россыпь | Матрица | Распо- ложе- ние | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Co | Cu | S | As | Sb | Te | Сумма |
|--|---------------------------|------------|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Сперрилит PtAs₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | Os-Ir-Ru | вкл. | 2.5 | 7.5 | 45.8 | 1.0 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 39.6 | 0.9 | 1.2 | 98.5 |
| I | » | (Fe, Cu)Pt | » | Н.о. | 2.2 | 52.6 | 0.5 | 2.4 | » | » | » | » | 1.1 | 40.5 | Н.о. | Н.о. | 99.2 |
| I | » | » | » | » | 1.7 | 53.9 | Н.о. | 0.7 | » | 0.3 | » | » | 0.9 | 39.8 | » | » | 97.3 |
| I | р. Каурчак | » | к | » | Н.о. | 53.6 | » | 2.4 | » | 0.3 | » | » | 1.8 | 40.0 | » | » | 98.0 |
| I | » | » | » | » | » | 49.5 | » | 2.3 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | » | 1.4 | 42.3 | » | » | 97.6 |
| I | » | » | » | » | » | 55.5 | » | Н.о. | 1.0 | 0.4 | 0.9 | 0.4 | 2.1 | 38.5 | » | 1.3 | 100.1 |
| I | р. Коура | » | » | » | 4.5 | 53.2 | » | » | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 1.1 | 40.0 | » | Н.о. | 98.8 |
| I | » | » | » | » | 2.3 | 52.5 | » | 1.1 | » | » | » | » | 1.0 | 40.4 | » | » | 97.3 |
| II | р. Прямой Кундат | » | вкл. | » | 2.8 | 59.1 | » | 1.7 | » | 2.0 | » | » | 1.2 | 32.8 | » | » | 99.6 |
| Иридарсенит IrAs₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | к | 0.4 | 47.0 | Н.о. | 7.9 | 1.0 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 44.0 | Н.о. | Н.о. | 100.3 |
| Черепановит RhAs | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 9.4 | Н.о. | 49.2 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 42.3 | Н.о. | Н.о. | 100.9 |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | » | 0.8 | 1.7 | 1.4 | 7.8 | 47.9 | » | 0.3 | » | » | » | 40.0 | » | » | 99.9 |
| I | » | » | » | 1.5 | 1.1 | 2.7 | 7.1 | 44.1 | » | 0.4 | » | » | » | 39.9 | » | » | 96.8 |
| Родарсенит (Rh, Pd)₂As | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Каурчак | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 1.9 | 0.8 | 49.6 | 18.2 | 0.9 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 26.7 | Н.о. | Н.о. | 98.1 |
| I | р. Андоба | » | » | » | » | 2.5 | Н.о. | 49.3 | 18.7 | 2.5 | » | » | » | 24.2 | » | » | 97.1 |
| I | р. Коура | » | » | » | » | 0.4 | » | 46.7 | 25.4 | 2.1 | » | 0.5 | » | 25.2 | » | » | 100.2 |
| I | » | » | » | » | » | 5.0 | » | 48.6 | 19.1 | 0.2 | » | » | » | 25.4 | » | » | 98.2 |
| I | » | » | » | » | » | 5.5 | 1.7 | 49.0 | 20.7 | 0.7 | » | » | » | 23.0 | » | » | 100.5 |
| I | » | » | » | » | » | 7.6 | Н.о. | 39.1 | 28.0 | Н.о. | » | » | » | 26.2 | » | » | 100.8 |
| II | р. Тулуял | » | » | » | » | 5.6 | » | 41.9 | 22.1 | 3.3 | » | » | » | 25.3 | 1.3 | » | 99.5 |
| II | р. Полуден- ный Кундат | » | » | » | » | 11.3 | » | 46.6 | 18.4 | Н.о. | » | » | » | 24.0 | Н.о. | » | 100.3 |
| II | » | » | » | » | » | 10.4 | » | 45.1 | 20.9 | » | » | » | » | 23.1 | » | » | 99.5 |
| II | » | » | » | » | » | 11.2 | » | 43.0 | 19.0 | » | » | » | » | 25.9 | » | » | 99.1 |
| Платарсит PtAsS | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | Н.о. | Н.о. | 54.8 | Н.о. | 10.1 | Н.о. | 2.7 | Н.о. | Н.о. | 7.3 | 25.9 | Н.о. | Н.о. | 100.8 |
| I | » | » | » | » | 0.9 | 50.5 | » | 8.5 | » | 1.2 | » | » | 7.4 | 29.4 | » | » | 97.9 |
| I | р. Каурчак | » | к | 2.1 | 1.4 | 65.9 | 0.9 | 4.4 | » | Н.о. | » | » | 12.8 | 8.8 | » | » | 96.3 |
| I | р. Коура | » | » | Н.о. | Н.о. | 58.9 | Н.о. | 3.8 | » | 0.9 | 0.4 | » | 7.4 | 24.3 | » | » | 95.7 |
| I | » | » | » | 1.6 | 6.5 | 34.5 | 2.5 | 13.0 | » | 0.2 | Н.о. | » | 7.4 | 34.1 | » | » | 99.8 |
| I | » | » | » | 2.2 | 4.6 | 38.0 | 2.0 | 9.6 | » | 0.5 | » | » | 5.7 | 34.6 | » | » | 97.2 |
| II | р. Тулуял | » | вкл. | Н.о. | 1.4 | 50.5 | 2.8 | 10.4 | » | 0.4 | » | » | 6.5 | 29.2 | » | » | 101.2 |
| II | р. Прямой Кундат | » | » | » | 1.9 | 49.5 | 0.5 | 8.9 | » | 1.8 | » | 0.3 | 10.7 | 28.0 | » | » | 101.6 |
| II | » | » | » | » | 0.6 | 49.8 | 7.6 | Н.о. | » | 5.8 | » | Н.о. | 9.0 | 25.6 | » | » | 98.4 |
| Ирарсит (Ir, Ru, Rh, Pt)AsS | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | вкл. | 0.0 | 35.8 | 2.2 | 13.3 | 7.7 | Н.о. | Н.о. | Н.о. | Н.о. | 12.7 | 28.4 | Н.о. | Н.о. | 100.1 |
| I | » | » | » | 1.7 | 34.6 | 2.1 | 13.9 | 9.9 | » | 0.4 | 0.5 | » | 11.2 | 25.6 | » | » | 99.9 |
| I | » | » | » | Н.о. | 34.4 | 3.6 | 12.4 | 8.7 | » | 1.4 | Н.о. | » | 13.2 | 25.3 | » | » | 99.0 |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | » | » | 49.1 | Н.о. | 5.1 | 7.6 | » | Н.о. | » | » | 12.6 | 25.7 | » | » | 100.0 |
| I | » | » | » | » | 43.6 | » | 6.0 | 12.2 | » | 0.3 | » | » | 12.2 | 23.8 | » | » | 98.1 |
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | к | » | 32.5 | 2.3 | 1.2 | 28.2 | » | Н.о. | » | » | 8.2 | 26.5 | » | » | 98.9 |

| Регион | Россыпь | Матрица | Расположение | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Co | Cu | S | As | Sb | Te | Сумма |
|--------------------------------------|------------------|------------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| I | р. Коура | (Fe, Cu)Pt | к | 0.2 | 33.6 | 2.4 | 1.7 | 30.2 | Н.о. | 0.7 | Н.о. | Н.о. | 5.5 | 26.4 | Н.о. | Н.о. | 100.7 |
| I | » | » | » | Н.о. | 35.0 | 4.4 | 2.0 | 21.2 | » | Н.о. | » | » | 10.1 | 27.6 | » | » | 100.3 |
| I | » | » | » | » | 33.7 | 3.2 | 1.5 | 21.5 | » | » | » | » | 9.1 | 30.2 | » | » | 99.1 |
| I | р. Таенза | Os-Ir-Ru | » | 2.8 | 51.4 | Н.о. | 9.0 | Н.о. | » | » | » | » | 12.5 | 24.7 | » | » | 100.4 |
| Холлингвортит (Rh, Pt, Pd)AsS | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Каурчак | (Fe, Cu)Pt | вкл. | 0.1 | 6.6 | 29.4 | 10.1 | 22.5 | Н.о. | 0.3 | Н.о. | Н.о. | 12.3 | 19.5 | Н.о. | Н.о. | 100.8 |
| I | » | » | » | 0.2 | 5.0 | 12.4 | 6.2 | 27.2 | » | 0.3 | » | » | 15.2 | 31.0 | » | » | 97.5 |
| I | р. Коура | » | » | Н.о. | 6.5 | 23.2 | 3.4 | 23.7 | » | 0.3 | » | » | 12.9 | 29.6 | » | » | 99.6 |
| I | » | » | к | » | 9.9 | 22.0 | 3.3 | 22.1 | » | Н.о. | » | » | 10.6 | 30.8 | » | » | 98.7 |
| I | » | » | » | » | 10.1 | 29.0 | 4.6 | 15.4 | » | 0.3 | » | » | 9.1 | 32.1 | » | » | 100.4 |
| I | » | » | » | 0.1 | 8.2 | 28.2 | 3.2 | 22.6 | » | 1.2 | » | » | 8.6 | 25.1 | » | » | 97.2 |
| II | р. Тулуял | » | вкл. | 1.4 | 4.9 | 14.2 | 7.4 | 37.2 | » | 0.2 | » | » | 7.7 | 27.4 | » | » | 100.4 |
| II | » | » | » | Н.о. | Н.о. | 29.2 | 7.6 | 22.9 | » | 0.6 | » | 0.4 | 13.3 | 25.5 | » | » | 99.5 |
| II | р. Прямой Кундат | » | » | » | 5.7 | 20.4 | 0.7 | 27.8 | » | 0.4 | » | Н.о. | 10.8 | 29.9 | » | » | 95.7 |

Таблица 6. Состав интерметаллидов ЭПГ во включениях и микротрещинах в изученных зернах платиноидов

| Регион | Россыпь | Матрица | Os | Ir | Pt | Ru | Rh | Pd | Fe | Ni | Cu | Bi | S | As | Sb | Te | Total |
|--|----------------------|------------|---------|---------|------|---------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|
| Фаза Pt₃(Rh,Pd)Sb₃ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Андоба | (Fe, Cu)Pt | Не опр. | 3.1 | 45.1 | Не опр. | 6.8 | Не опр. | 3.4 | 0.4 | Не опр. | Не опр. | Не опр. | Не опр. | 39.6 | Не опр. | 98.4 |
| I | р. Коура | Os-Ir-Ru | 1.7 | 3.1 | 43.4 | 4.7 | 7.7 | 1.5 | Не опр. | 0.5 | » | » | » | 0.7 | 37.2 | » | 100.5 |
| I | » | » | 1.7 | 1.2 | 47.5 | 2.8 | 9.5 | Н.о. | » | 0.1 | » | » | » | Н.о. | 38.0 | » | 100.8 |
| I | » | » | 2.0 | 2.4 | 50.6 | Н.о. | 8.1 | 1.5 | Н.о. | 0.8 | » | » | » | » | 35.9 | » | 101.3 |
| II | р. Полуденный Кундат | » | Не опр. | 5.5 | 42.5 | 0.8 | 12.4 | 4.5 | 0.2 | Не опр. | » | » | » | Не опр. | 31.3 | » | 97.2 |
| II | » | » | » | 3.9 | 40.9 | Н.о. | 17.9 | 3.6 | Н.о. | » | » | » | » | » | 33.5 | » | 99.8 |
| II | » | » | » | 4.9 | 46.2 | 0.4 | 11.6 | 5.4 | 0.2 | » | Н.о. | » | » | » | 33.0 | » | 101.7 |
| II | » | » | » | 4.5 | 50.1 | 0.5 | 10.8 | 4.5 | 1.0 | » | 0.4 | » | » | » | 30.2 | » | 102.0 |
| Масловит PtBiTe | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Андоба | (Fe, Cu)Pt | Не опр. | 2.2 | 27.9 | Не опр. | 5.7 | Не опр. | 1.8 | Не опр. | 0.4 | 39.4 | Не опр. | Не опр. | 2.2 | 22.5 | 102.1 |
| I | » | » | » | 2.8 | 20.1 | » | 9.1 | » | 1.4 | » | 0.4 | 51.1 | » | » | 1.4 | 14.2 | 100.5 |
| I | » | » | » | 2.4 | 26.6 | » | 6.5 | » | 1.1 | » | Н.о. | 37.9 | » | » | 1.6 | 22.0 | 98.1 |
| Теллуропаладинит Pd₇Te₄ | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| I | р. Каурчак | (Fe, Cu)Pt | Не опр. | Не опр. | 4.6 | Н.о. | 1.8 | 58.9 | 1.1 | Не опр. | 0.4 | Не опр. | 1.9 | Не опр. | Не опр. | 30.0 | 98.6 |

Пр и м е ч а н и е. Н.о. – ниже предела обнаружения; Не опр. – не определялось.

оксиды ЭПГ россыпи р. Коура соответствуют соотношениям XO_2 и X_2O_3 . Полученные при анализе суммы всегда меньше 100 мас.% (не более 93.5 мас.% в первом случае и не более 96.8 мас.% во втором, см. табл. 7). Подобная ситуация объясняется другими авторами как присутствие в соединении (ОН)-групп [Мочалов и др., 1992; Gornostaev et al., 1999] и/или молекул H_2O . Но не исключено, что недостаток суммы является результатом трещиноватости, характерной для известных оксидов [Ahmed, Arai, 2003]. Авторы взяли на себя смелость рассчитать предполагаемые формулы (см. табл. 7). Помимо основных элементов, при анализе установлены в значительных количествах (> 1 мас.%) Pt, Rh, Ca, Mn, Ti и в меньших

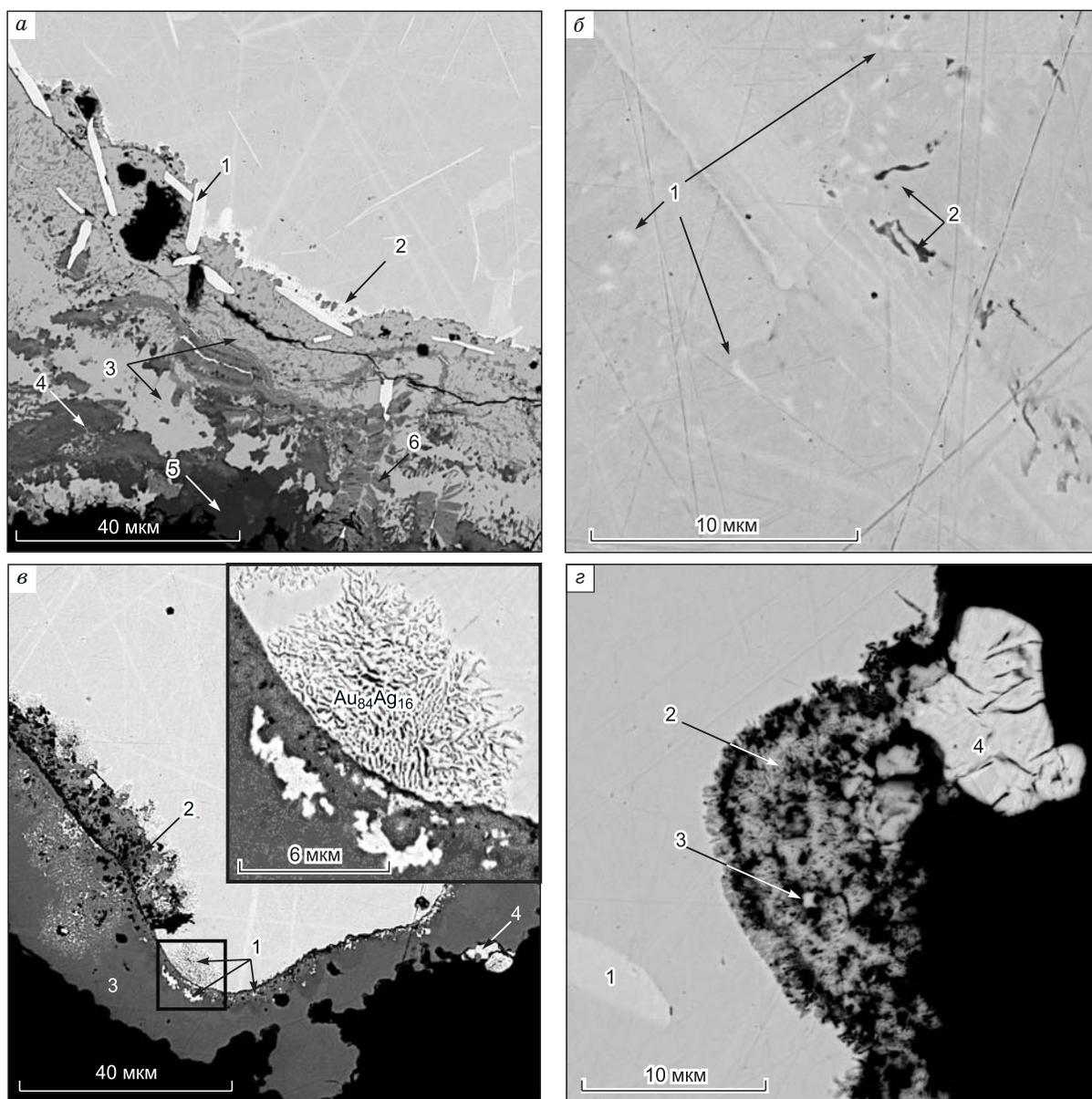


Рис. 10. Каймы и структуры распада твердых растворов МПГ.

Электронно-микроскопические фотографии. *a* — на зерно изоферроплатины с ламеллями осмия (1) и вкраплениями самородного золота-I (2) нарастает кайма, сложенная куперитом (3), маланитом — дайингитом (4), купрородситом (5) и эрликманитом (6) (р. Коура); *б* — эмульсионная вкрапленность золота (1) и геверсит (2) в изоферроплатине (р. Андоба); *в* — изоферроплатина с вкраплениями золота-I (1) корродируется каймой куперита (2) и сперилита (3). На врезке — структура распада твердого раствора: ламелли золота $Au_{84}Ag_{16}$ и арсенидной фазы (р. Каурчак); *з* — зерно платины с ламеллями осмия (1), кайма куперита (2) с мелкими включениями золота (3), на которую нарастает самородное золото-II (4) с порностью 900 % (р. Каурчак).

(< 1 мас.%) Al, Si, V, As, S. Вероятнее всего, не все элементы являются в соединениях примесными, а их наличие объясняется присутствием других минералов, например гетита и каолинита.

Силикатные включения отмечены в раскристаллизованных расплавных включениях в МПГ и представлены наиболее часто амфиболами и пироксенами (см. рис. 12). Похожие алюмосиликатные расплавные включения наблюдались в железистой платине в россыпях северо-востока Сибирской платформы [Округин и др., 2012; Айриянц и др., 2014]. Также обнаружены оливин, плагиоклазы, полевые шпаты, биотит, мусковит, кварц, хлориты, гранаты (гроссуляр, андрадит, шорломит), эпидот, сфен, ру-

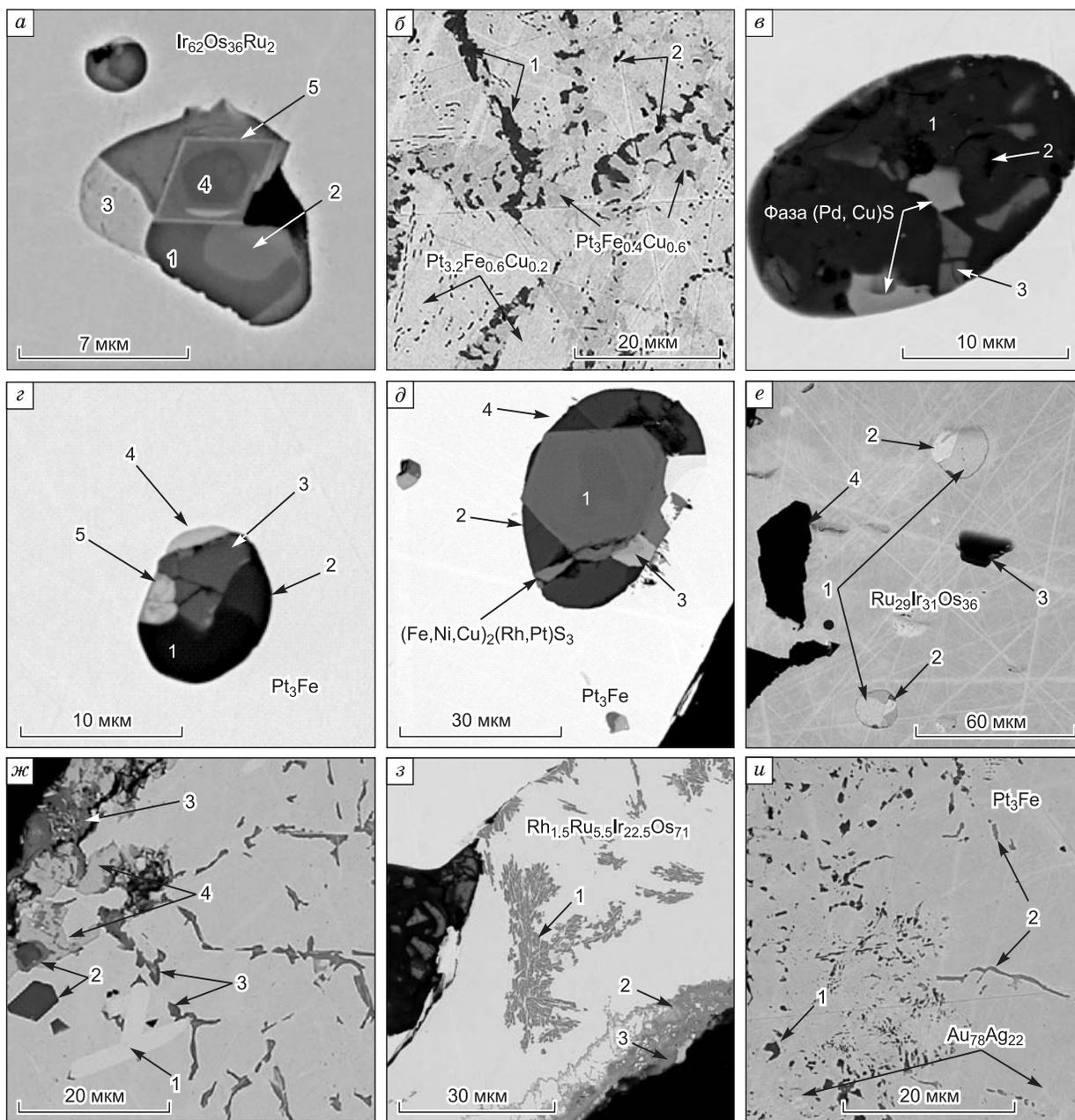


Рис. 11. Сложные неоднородные внутренние структуры распада твердых растворов с включениями новообразованных МПГ.

а, б, з — р. Таенза, *в* — р. Полуденный Кундат, *г* — р. Каурчак, *д* — р. Бол. Тулуул, *е, ж* — р. Коура, *и* — р. Андоба. Электронномикроскопические фотографии. *а* — полифазное сульфидное включение: ксингхонгит (1), бреггит (2), василит (3) и идиоморфным зерном лаурита в центре (4) с тонкой каймой эрликманита (5); *б* — вкрапления хонгшита (1), родарсенита (2) в Pt-Fe-Cu сплаве; *в* — раскристаллизованное сульфидное включение пентландита (1), борнита (2), лаурита (3) и фазой (Pd, Cu)S; *г* — полифазное включение халькопирит (1), борнит (2), боуит (3), теллурупалладинит (4), бреггит (5); *д* — идиоморфное зерно лаурита (1) в сульфидном включении пентландита (2), ирарсита (3), халькопирита (4); *е* — раскристаллизованные округлые полифазные включения с родиевым геверситом (1) и изоферроплатиной (2), включения ирарсита (3), лаурита (4); *ж* — ламелли Os (1), включения идиоморфные лаурита (2), ирарсита (3), кайма куперита (4); *з* — дендритовые структуры черепановита (1), кайма ирарсит (2), сперрилит (3); *и* — включения ксингхонгита (1) и масловита (2) в изоферроплатине с эмульсионной вкрапленностью золота.

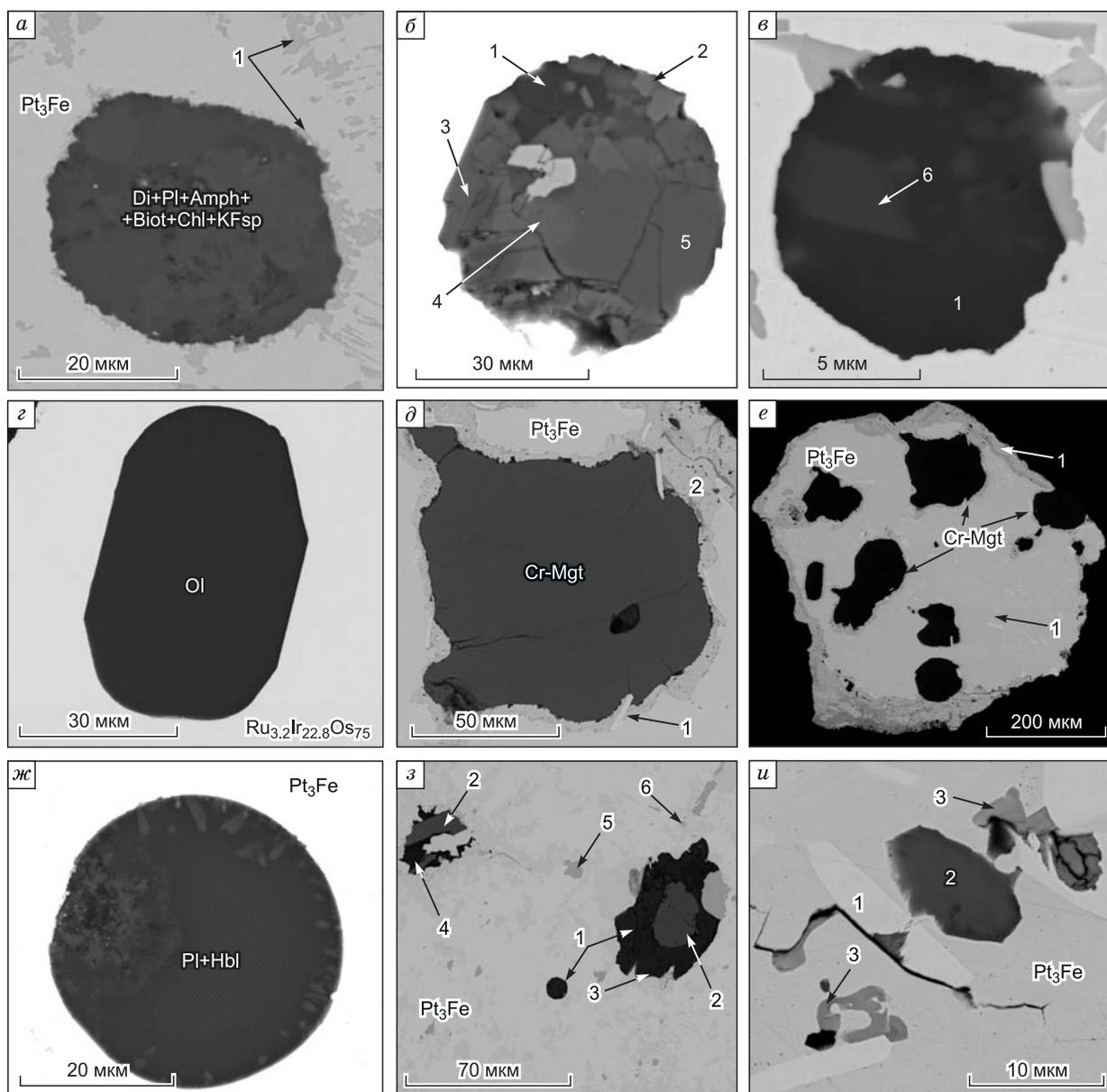


Рис. 12. Полиминеральные включения в изоферроплатине и Ru-Ir-Os сплаве (z).

Электронно-микроскопические фотографии. *a* — плохо раскристаллизованное округлое силикатное включение, вкрапления сперрилита (1) (р. Коура); *б, в* — раскристаллизованные округлые силикатные включения (р. Коура): 1 — плагиоклаз, 2 — титанит, 3 — биотит, 4 — паргасит, 5 — пироксен, 6 — железистая роговая обманка; *г* — включение оливина (р. Таенза); *д, е* — остаточные включения магнетита, хромита, Cr-магнетита в зерне Pt₃Fe с ламеллями осмия (1) и каймой куперита (2) (р. Коура); *ж* — плохо раскристаллизованное округлое силикатное включение (р. Андоба); *з* — раскристаллизованные включения силикатов: пироксена (1), Cr-магнетита (2), биотита (3), хлорита (4); по краю включения развиваются хонгшит (5) и родарсенит (6) (р. Коура); *и* — зерно железистой платины с ламеллями Os (1), включения монацита (2) и ирарсита (3) (р. Коура).

тил. Кроме того, встречаются представители группы фосфатов — монацит и фторапатит (3.5 мас.% F). Гипергенные минералы на поверхности зерен и в трещинах представлены главным образом гетитом и каолинитом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате комплексного изучения МПГ из россыпей юга Сибири выявлена различная степень окатанности зерен МПГ, от окатанной до слабообработанных, вплоть до рудного облика. Степень окатанности МПГ часто используется как показатель дальности их сноса [Gornostaev et al., 1999; Tolstykh

Таблица 7.

Состав оксида иридия

| Элемент | 28-11* | 28-12 | 28-13 | 29-8 | 29-9 | 29-13 |
|---|---------|-------|-------|---------|---------|---------|
| Pt, мас. % | 6.5 | 4.7 | 5.2 | 5.7 | 6.6 | 5.3 |
| Ir | 49.3 | 42.1 | 38.6 | 16.8 | 22.2 | 17.4 |
| Ru | 1.4 | 1.3 | 1.7 | 17.4 | 11.0 | 16.6 |
| Rh | 2.3 | 2.0 | 1.6 | 0.8 | 1.5 | 0.9 |
| Al | 0.7 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.6 | 0.6 |
| Ca | 2.9 | 2.2 | 3.0 | 0.7 | 0.9 | 0.8 |
| Si | н.д. | н.д. | 0.3 | 0.2 | 0.4 | 0.2 |
| Ti | » | » | 0.5 | 1.4 | 0.8 | 1.4 |
| V | 0.1 | 0.8 | 0.6 | 0.6 | 0.5 | 0.6 |
| Mn | 1.6 | 2.1 | 3.1 | 0.3 | 0.4 | 0.3 |
| Fe | 0.6 | 0.7 | 1.8 | 13.6 | 13.4 | 12.9 |
| Hg | 7.0 | 20.0 | 16.5 | 11.0 | 11.4 | 10.8 |
| As | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.5 | 0.8 | 0.6 |
| S | 0.1 | 0.3 | 2.1 | 1.9 | 2.1 | 1.8 |
| O | 17.0 | 15.5 | 17.6 | 25.2 | 22.7 | 23.2 |
| Сумма | 89.6 | 92.5 | 93.4 | 96.8 | 95.3 | 93.3 |
| | O = 2.3 | O = 2 | O = 2 | O = 2.3 | O = 2.3 | O = 2.3 |
| Pt, ф. ед. | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| Ir | 0.56 | 0.45 | 0.37 | 0.13 | 0.19 | 0.14 |
| Ru | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.25 | 0.18 | 0.26 |
| Rh | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Al | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| Ca | 0.16 | 0.11 | 0.14 | 0.03 | 0.04 | 0.03 |
| Si | — | — | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Ti | — | — | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.05 |
| V | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 |
| Mn | 0.06 | 0.08 | 0.10 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Fe | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.36 | 0.39 | 0.37 |
| Hg | 0.08 | 0.21 | 0.15 | 0.08 | 0.09 | 0.09 |
| As | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| S | 0.01 | 0.02 | 0.12 | 0.09 | 0.11 | 0.09 |
| O | 2.3 | 2 | 2 | 2.3 | 2.3 | 2.3 |
| $\Sigma_{\text{Pt, Ir, Ru, Rh, Ca, V, Mn, Fe, Hg}}$ | 1.03 | 1.03 | 0.95 | 0.93 | 0.99 | 0.97 |

Пр и м е ч а н и е. н.д. – нет данных.

* Номер зерна.

et al., 2002; Подлипский и др., 2007; Nattori et al., 2010; McClenaghan, Cabri, 2011]. Не слишком интенсивная окатанность зерен МПГ в рассмотренных россыпях региона предполагает небольшую их удаленность от коренных источников питания. В то же время в самой мелкой фракции (менее 0.2 мм) часто встречаются зерна сглаженной, округлой до шаровидной формы (см. рис. 2), что, на первый взгляд, противоречит утверждениям о незначительном переносе МПГ. В данном случае сглаженность и округлость зерен мелкой фракции не являются показателем окатанности зерен МПГ в речном потоке, а имеют первично-эндогенную природу. Известно, что мелкие частицы в речном потоке переносятся во взвешенном состоянии и окатываются чрезвычайно медленно [Нестеренко, 1991; Нестеренко и др., 2013]. Различать механически окатанные формы МПГ и сглаженные первично-эндогенные в некоторых случаях достаточно сложно, поскольку критерии различия не разработаны. Здесь просматривается определенная аналогия с самородным золотом. Так, мельчайшие включения золота в пиритах, по нашим наблюдениям, нередко имеют округлую каплевидную форму, которая может сохраняться в аллювии [Нестеренко, Колпаков, 2010].

В качестве отличительных признаков первично-эндогенных сглаженных и округлых зерен МПГ могут быть предложены следующие: 1 — сохранившиеся от эрозии каймы МПГ эндогенной природы

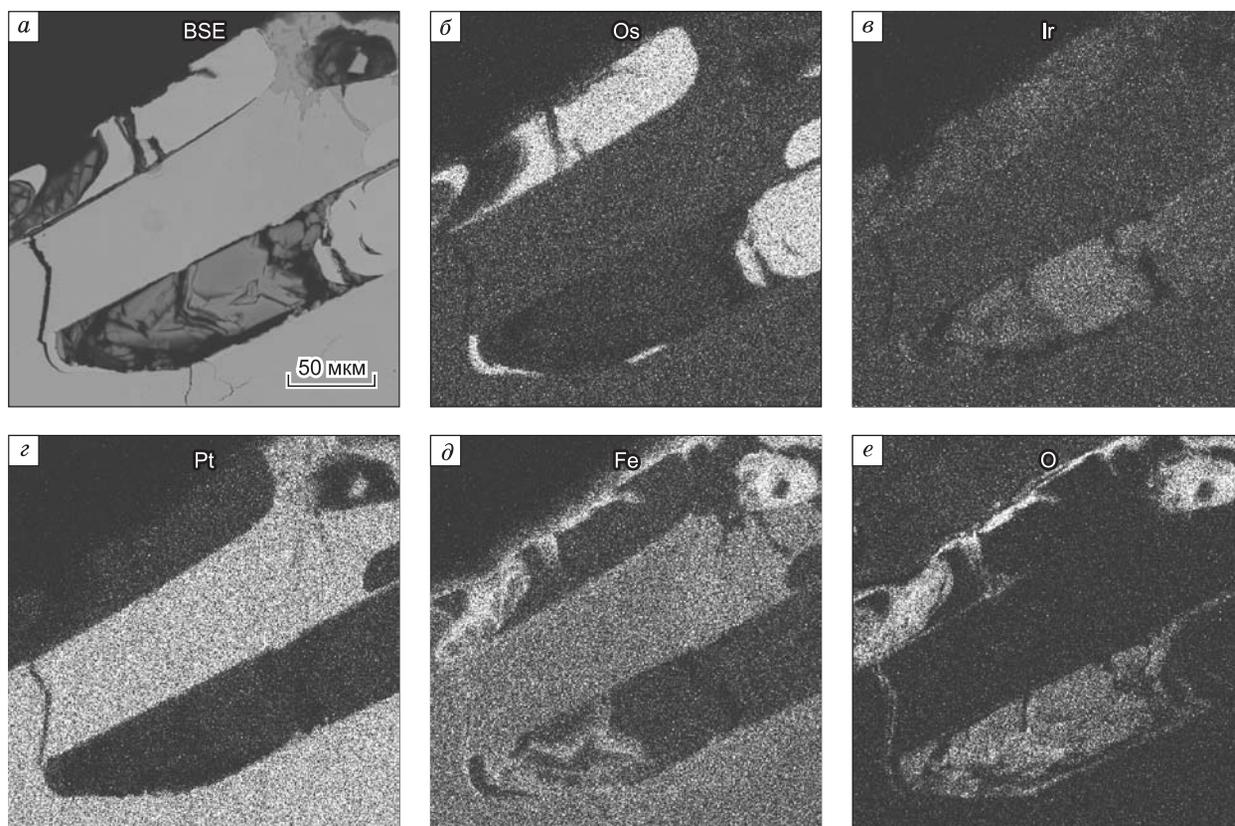


Рис. 13. Зерно железистой платины с ламеллями осмия, которые замещаются ртутьсодержащей иридиевой окисной фазой.

a — электронно-микроскопическая фотография, *б–е* — результаты mapping-картирования участка по элементному составу.

(см. рис. 9, *e, d*); 2 — текстуры краевых зон зерна МПГ, согласные с его контуром, как, например, показанные на рис. 9, *d* и 14, *a*. В краевой части чистого зерна самородного осмия ($\text{Os}_{70-74}\text{Ir}_{20-21}\text{Ru}_{5-11}$) развит прожилок ирарсита, изогнутый субпараллельно краю (поверхности) зерна; 3 — концентрическая зональность в округлых зернах; 4 — наличие на поверхности зерен МПГ фрагментов первичных пород и минералов. В округлом зерне сперрилита, изображенном на рис. 14, *б*, хорошо проявлена кольцевая микротекстурная и минеральная зональность: центральная часть зерна сложена смесью халькопирита, ирарсита и платарсита, а включения сфена приурочены к одной общей микроне; 5 — ветвисто-сглаженные ответвления в зернах МПГ с довольно глубокими заливами и отрицательными формами рельефа поверхности (см. рис. 14, *в*). Образование подобных контуров в результате эрозии и абразии представляется маловероятным, а их возникновение связано с эндогенным этапом формирования зерен МПГ.

В связи с этим представляется очень важным анализ структуры зерен и, прежде всего, наличие кайм. Изученные каймы Pt-содержащих минералов, как отмечалось, по условиям образования можно отнести к двум типам: замещения и нарастания (отложения). Последние выделяются резкой, ровной поверхностью раздела, со слабыми признаками взаимодействия между веществом каймы и матрицы. Внутреннее строение их относительно однородное, монотонное, в то время как каймы замещения обычно имеют неоднородные, пятнистые микротекстуры. Каймы, как правило, результат проявления позднемагматических и постмагматических процессов. Каймы метасоматического замещения, в отличие от кайм отложения, рассматриваются во многих публикациях. На наш взгляд, и каймы нарастания несут важную генетическую информацию. Они могут свидетельствовать о привносе постмагматическими флюидами Pt. Каймы на МПГ особенно широко распространены в россыпях Горной Шории. Из этого можно сделать вывод о большем развитии флюидонасыщенных рудоформирующих систем в этом регионе, в частности, в бассейнах рек Каурчак, Коура, Андоба (например, Сеглибирский массив). Вместе с тем на некоторых обтертых зернах МПГ из р. Шалтырь-Кожух (Кузнецкий Алатау) в западинах сохранились реликты кайм сульфидов Pt, что может свидетельствовать о меньшей аллювиальной переработке материала в Горной Шории по сравнению с центральной частью Кузнецкого Алатау и о меньшем

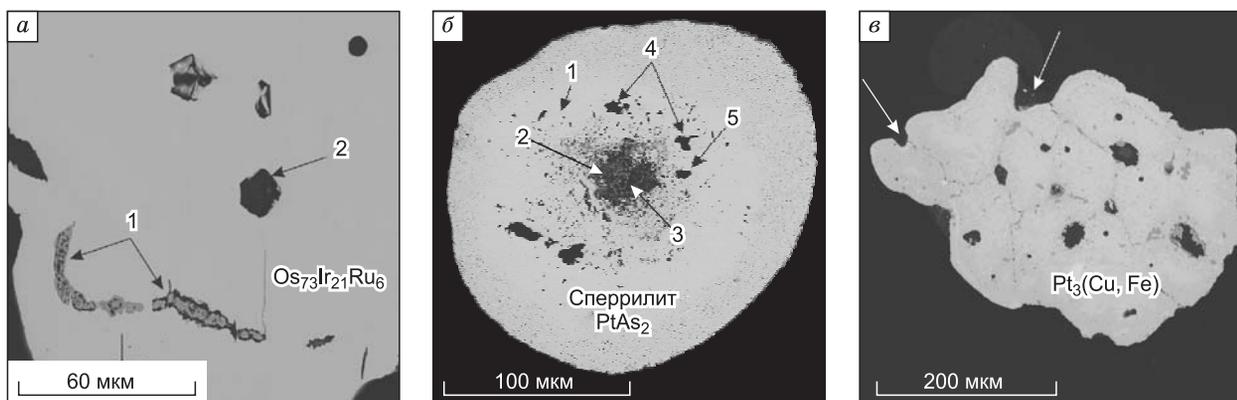


Рис. 14. Первично-эндогенные псевдокатаные зерна МПГ.

Электронно-микроскопические фотографии. *а* — прожилок ирарсита (1), параллельный краю зерна самородного осмия $\text{Os}_{73}\text{Ir}_{21}\text{Ru}_6$, включение амфибола (2) (р. Таенза); *б* — округлое зональное зерно сперрилитита с включениями самородного золота (1), холлингвортита (2), $(\text{Fe,Cu})_2(\text{Rh,Pt})\text{S}_3$ (3), сфена (4), халькопирита (5) (р. Каурчак); *в* — эндогенные псевдокатаные зерна $\text{Pt}_3(\text{Fe,Cu})$, стрелками показаны сглаженные ответвления, сохранность которых при окатывании невозможна (р. Коура).

эрозионно-денудационном срезе Горной Шории в кайнозой. Сохранность эндогенных кайм на зернах МПГ из россыпей является, таким образом, дополнительным критерием слабой удаленности их от питающих источников.

Также важной морфологической характеристикой зерен МПГ является наличие микротрещин. Не вдаваясь в подробности, отметим, что в изученных зернах МПГ установлено как минимум два типа микротрещин, один из которых связан, по-видимому, с механической деформацией зерен при формировании аллювия. Более интересен второй тип прямолинейных, эшелонированных параллельных микротрещин, с амфиболами, рутилом, хлоритом. Очевидно, что этот тип трещин связан с процессами деформаций, которые происходили либо непосредственно во время кристаллизации МПГ, либо в процессах, связанных с формированием офиолитовых комплексов, которые предполагают стрессовые воздействия [Coleman, 1977]. Неслучайно, что трещины второго типа обнаружены в подавляющем большинстве в зернах Os-Ir-Ru минералов. Возможно, сыграла роль и большая хрупкость этих минералов по сравнению с Pt-Fe. В целом исследование микротрещин в минералах коренных пород требует более внимательного отношения, поскольку известно, что анализ микротрещин позволяет делать заключение об ориентации и величине главных напряжений, эффективном всестороннем давлении, дифференциальном напряжении, хрупкости и пластичности, многофазных деформациях.

Выяснению возможности прогнозирования коренных источников платинометаллической минерализации, по данным о составе МПГ из россыпей, посвящен ряд публикаций [Высоцкий, 1933; Nixon et al., 1990; Harris, Cabri, 1991; Slansky et al., 1991; Кривенко и др., 1994; Платиноносность..., 1995; Cabri et al., 1996; Gornostaev et al., 1999; Толстых, 2004; Fedortchuk et al., 2010; McClenaghan, Cabri, 2011; и др.]. Ферроплатиновую и палладий-платиновую минерализацию принято связывать с концентрически-зональными комплексами и расслоенными ультрамафит-мафитовым интрузиями [O'Driscoll, Gonzalez-Jiménez, 2016], рутениридосминовую — относить к офиолитовым ассоциациям. Исходя из этого, в литературе превалирует точка зрения, что на юге Сибири распространены россыпи преимущественно двух типов: ферроплатиновые, связанные с концентрически-зональными комплексами урало-аляскинского типа и рутениридосминовые, связанные с офиолитовыми гипербазитами [Кривенко и др., 1994; Платиноносность..., 1995; Толстых и др., 1996, 1999; Подлипский и др., 2007]. Исключение составляют МПГ россыпи р. Таенза, представленные преимущественно сплавами Os-Ir-Ru (см. рис. 1). Они связываются с гипербазитами особого железистого типа, представленными мелкими вытянутыми телами серпентинизированных лерцолитов, реже дунитов [Толстых, 2004], описанных ранее как «дайкообразные тела серпентинизированных порфириров» [Кюз, 1935]. В них состав Os-Ir-Ru на треугольной диаграмме образует осмиевый тренд, в отличие от характерного для офиолитов рутениевого. Вместе с тем россыпи рек Таенза и Большой Ортон своей Os-Ir-Ru ассоциацией отличаются от большинства россыпей Горной Шории, в которых преобладают МПГ ферроплатинового состава. Несмотря на отсутствие рутениевого тренда в составе МПГ, эти россыпи пространственно приурочены к породам офиолитового комплекса (V-C₁) в структурах северного обрамления Мрасского поднятия. Вероятными источниками МПГ этих россыпей могут являться небольшие массивы серпентинитов. В своих верховьях р. Большой Ортон пересекает линзовидное тело (длиной 1.5 км) полностью серпентинизированных верлит-клинопироксенов усинского комплекса. По данным А.К. Кюз [1935], в приустьевой части р. Таенза (район руч. Ни-

колка-Таловая), откуда и получены изученные МПГ, также находятся выходы серпентинитов. Кроме рутениридосминов и подчиненного количества железистой платины в этих россыпях отмечаются в виде самостоятельных зерен (неокатанных) и включений в МПГ лаурит, ирарсит, пентландит, а по данным [Платиноносность..., 1995], в россыпи р. Таенза присутствуют лаурит, эрлихманит, сульфиды ЭПГ, Cu, Fe, Ni, теллурид Pd, палладистое золото. Кроме вышеупомянутых двух россыпей, лаурит встречается в россыпях рек Коура, Полуденный и Прямой Кундат, Бол. Тулуял, значительно чаще в россыпях Кузнецкого Алатау (вместе с пентландитом), чем Горной Шории. Аналогичные ассоциации (лаурит, эрлихманит, ирарсит, сперрилит) и коренные источники МПГ, связанные с породами офиолитового комплекса (серпентинизированные-лиственитизированные гипербазиты PR_2 - PZ_1), установлены, например, для Au-МПГ россыпей Гарьского узла (Приамурье) [Молчанов и др., 2003]. Присутствие и количество сульфидов ЭПГ зависит от температуры и активности серы в рудообразующей системе офиолитов [Платиноносность..., 1995].

Непостоянные соотношения количеств Fe-Pt и Os-Ir-Ru минералов в россыпях юга Сибири свидетельствуют о существовании различных источников питания (см. табл. 2). Имеются данные о присутствии обоих типов платинометалльной минерализации из пород урало-аляскинского типа и из офиолитовых комплексов с преобладанием Fe-Pt в первых и Os-Ir-Ru — во вторых [Zaccarini et al., 2004; Мурзин и др., 2015]. При существовании одного коренного источника МПГ в россыпях следует ожидать соотношение количеств Fe-Pt и Os-Ir-Ru минералов, близкое к одной величине. Однако наблюдается прямо противоположная ситуация. В россыпях Кузнецкого Алатау количество Fe-Pt сплавов варьирует от 93 до 2 % (относительно общего количества МПГ); Горной Шории — от 72 до 17 %; Салаирского кряжа — от 100 до 8 %. Подобные вариации фиксируются и для Os-Ir-Ru минералов в россыпях этих районов. Также непостоянны в изученных россыпях количества сперрилита и сульфоарсенидов.

В расположении точек составов на диаграммах устанавливаются осмиевый и рутениевый тренды, которые присущи рудным источникам соответственно концентрически-зональных массивов урало-аляскинского типа и офиолитовых комплексов [Bird, Bassert, 1980; Платиноносность..., 1995; Толстых и др., 1996; Fedortchuk et al., 2010].

В ряде случаев существовали первоначальные поликомпонентные Au-Fe-Pt расплавы, что подтверждается находками включений (ламеллей) самородного золота внутри зерен медьсодержащей железистой платины (р. Андоба) и структур распада с выделением электрума—самородного золота (р. Карурчак) (см. рис. 10). Судя по минеральным взаимоотношениям, последовательность возникновения выявленных минералов и соединений может быть представлена в следующем виде: 1 — кристаллизация изоферроплатины при температуре ниже 1350 °С, из расплава сложного состава, содержащего МПГ, Au, Ag, Fe, As, S, Te; 2 — образование сложной эвтектики (золото-серебро — сульфоарсениды МПГ) с образованием участков с дендритовидной структурой; 3 — в интервале 912—1016 °С из парогазовой фазы (в силу высокого давления пара As) формируется сперрилит, вступая в реакцию с ранее образовавшимися изоферроплатиной и эвтектикой (золото-серебро — сульфоарсениды МПГ), с образованием зон сложенных боуитом $(Rh, Ir, Pt)_2S_3$ и платарситом, сперрилитом. Здесь же, на фронте взаимодействия, образуются более крупные частицы золота. Такая последовательность кристаллизации может быть связана с формированием расслоенных интрузивов или концентрически-зональных комплексов и не характерна для офиолитов.

Развитие по ферроплатине высокомедистых разновидностей, вплоть до хонгшиита, отмечается многими исследователями [Бетехтин и др., 1958; Некрасов и др., 1994; Barkov et al., 2002, 2005; и др.]. Оно связывается с метасоматическим замещением магматических Pt-Fe сплавов постмагматическими гидротермальными растворами. Еще в 1930 г. А.Г. Бетехтин на примере Нижнетагильского массива (Урал) доказал связь развития медистой платины в краевых частях зерен Pt-Fe сплавов с процессами серпентинизации дунитов. Он это объяснял привнесением меди. По нашим данным, в некоторых случаях (см. рис. 11, б) можно предположить и существование первичного раствора Cu-Fe-Pt с формированием в процессе остывания пятнистой структуры распада, где участки, обогащенные Fe, сменяются более медистыми практически хонгшитового состава. Причем это не связано напрямую с краевой частью зерна или системой микротрещин или деформаций. Возможно, имеет место более сложная картина, объединяющая оба механизма. Сам факт возможности миграции Pt в гидротермальных растворах допускается многими [Boudreau et al., 1986; Nixon et al., 1990; Distler et al., 2000]. Одно из давно известных доказательств — наличие МПГ в кварцевых жилах [Высоцкий, 1933; Рамдор, 1962; Distler et al., 2000]. Полученные данные свидетельствуют о формировании значительного разнообразия микро- и наноразмерных минеральных частиц благородных металлов в результате кристаллизации из расплава, представленного благородными металлами (Pt, Rh, Pd, Ru, Os, Ir, Au, Ag), обогащенного серой, теллуром, мышьяком.

В изоферроплатине встречена структура распада, сформированная фазами платинистого иридия и иридийской платины (или фазами Ir-Pt), которые замещаются соединением $(Rh, Pt, Ir)_4Sb_3$. Подобные со-

единения отмечались в россыпях Витватерсранда [Feather, 1976] и Гулинского массива [Малич, Оже, 1998]. По [Feather, 1976], такие соединения являются результатом неполного распада конечных членов: Pt_3Fe и (Ru, Os, Ir) из первичного твердого раствора. Известно, что при температуре выше $845^\circ C$ Pt и Ir образуют непрерывный ряд твердых растворов [Андрющенко и др., 1984]. Ниже этой температуры твердые растворы распадаются на крайние члены, обогащенные компонентом-спутником. Pt - Ir структуры распада, которые мы наблюдаем, свидетельствуют о высоких температурах их образования.

Структуры распада твердых растворов ЭПГ освещаются в литературе более полувека [Бетехтин и др., 1958; Cabri et al., 1996]. Зерна железистой платины, в которых устанавливаются структуры распада твердого раствора, распространены в основном в россыпях Горной Шории. Есть основание считать [Бетехтин и др., 1958; и др.], что подобные структуры возникают в условиях медленного остывания затвердевшего расплава или твердого раствора гидротермального генезиса. Такие условия присущи относительно крупным массивам, формирующимся на больших глубинах. Соответственно, отсутствие структур распада может быть признаком образования их в альтернативных условиях, например, в дайковых комплексах основных пород, широко проявленных в рассматриваемом регионе или в пикрит-базальтовой ассоциации, распространенной на продолжении изученных структур в Западной Монголии [Изох и др., 2001; Оюнчимэг и др., 2009].

В платине россыпи р. Полуденный Кундат встречена структура распада, сформированная фазами платинистого иридия и иридной платины (или фазами Ir - Pt), которые замещаются соединением $(Rh, Pt, Ir)_4Sb_3$ (родиевый аналог генкинита) (см. рис. 9, д). Подобные соединения отмечались в россыпях Витватерсранда [Feather, 1976] и Гулинского массива [Malich, Ozhe, 1998], а также в Pt - Fe - Ni - Cu рудах месторождений из расслоенных базит-ультрабазитовых комплексов. Такие соединения являются результатом неполного распада конечных членов: Pt_3Fe и (Ru, Os, Ir) из первичного твердого раствора [Feather, 1976]. Известно, что при температуре выше $845^\circ C$ Pt и Ir образуют непрерывный ряд твердых растворов [Андрющенко и др., 1984]. Ниже этой температуры твердые растворы распадаются на крайние члены. Pt - Ir структуры распада, которые мы наблюдаем, свидетельствуют о высоких температурах их образования.

Также представляется важным факт обнаружения поликомпонентных платинометаллических сплавов с составами, имеющими значительные вариации: $Pt_{40}Ir_{35}Os_{13}Fe_{11}Ru$ — $Pt_{63}Fe_{20}Ir_{13}Os_3Ru$; $Ir_{55}Pt_{20}Ru_{10}Os_2Fe$ — $Pt_{66}Fe_{16}Rh_{12}Ir_5Sb_5Cu_3Rh_2Pd_2$ и др. Подобные сплавы обнаружены в составе платиновой минерализации из россыпей золоторудного поля Эвандер (Evander Goldfield), расположенного в восточной части бассейна Витватерсранд [Баданина и др., 2015]. Существование поликомпонентных твердых растворов связывается с наличием систем со слабой дифференциацией в отношении элементов платиновой группы, для которых характерны повышенные P - T параметры.

Анализ состава включений хромшпинелидов и магнетитов показал, что они характеризуются относительно высоким содержанием TiO_2 и не могут быть отнесены к хромшпинелидам офиолитовой формации, для которых содержание $TiO_2 < 0.3$ мас. % (рис. 15). Согласно диаграмме составов Fe — Al — Cr [Garutti et al., 2012], исследуемые хром-магнетиты наиболее приближены к эпигенетическому тренду концентрически-зональных интрузий урало-аляскинского типа.

Катафорит и эденит принадлежат к группе щелочных натриевых амфиболов (рихтерит-катафорит-эденит), распространенной в щелочных породах и карбонатитах, которые считаются производными внутриплитного (плюмового) магматизма. В соответствии с данными экспериментального моделирования для щелочного силикатного расплава, формирование щелочных амфиболов серии рихтерит—катафорит—паргасит—эденит происходит при температуре $\sim 650^\circ C$ [Ковальский и др., 2006]. Известно, что гастингситы также характерны для пород щелочных комплексов.

На территории Кузнецкого Алатау и Горной Шории широко распространены щелочные массивы, которые относятся к горячегорскому и карадатскому комплексам, представленным породами щелочно-габброидной ассоциации (Горячегорский, Кия-Шалтырский, Петропавловский и другие массивы нефелиновых сиенитов, уртитов и мельтейгитов) и щелочными сиенитами, с проявлениями нефелиновых сиенитов (Туимо-Карышские массивы), щелочными сиенитами и нордмаркитами (Берешский и другие мелкие массивы). Составы пород Берешского массива достаточно выдержаны, минеральные вариации выражены в изменении соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Щелочные амфиболы представлены рядом рибекит—озанит и феррорихтеритом, кальциевые — эденитом и ферроэденитом [Объяснительная записка..., 2007]. В щелочных породах Горячегорского и Кия-Шалтырского массивов обнаружены: сперрилит, изоферроплатина, железистая платина, редко — рутениридосмин [Сазонов и др., 2000]. Анализ источников и геодинамических условий формирования габброидов, фельдшпатоидных пород (гералитов, основных фойдолитов, нефелиновых сиенитов) и карбонатитов Кузнецкого Алатау свидетельствует о двух этапах их проявления — средний кембрий—ранний ордовик (~ 510 — 480 млн лет), ранний—средний девон (~ 410 — 385 млн лет). Предполагается, что комплексы пород повышенной

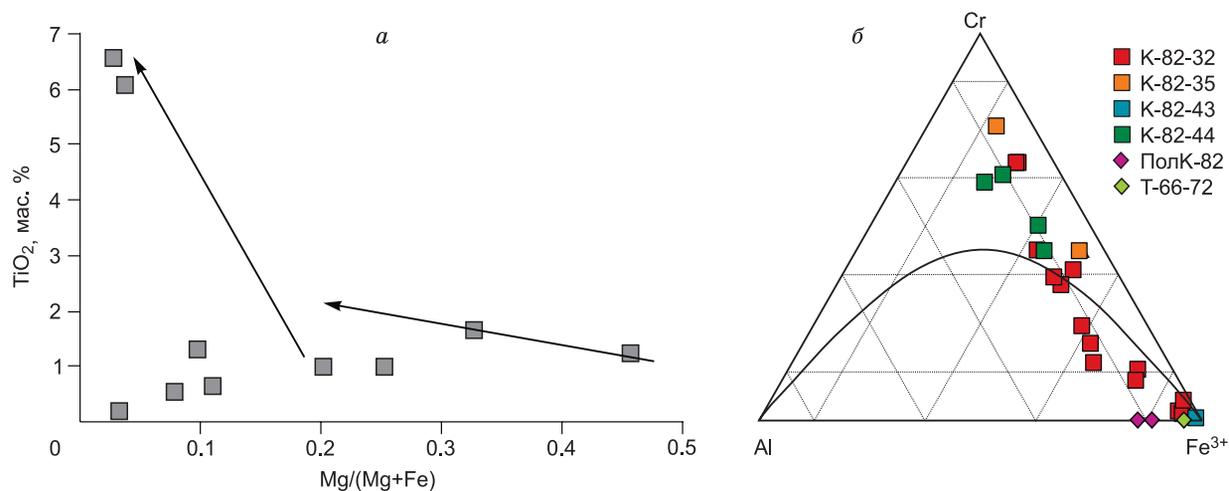


Рис. 15. Диаграммы состава хромшпинелидов (*a*) и хроммагнетитов (*б*) из включений в зернах платиноидов.

Привязка проб: К — р. Коура; ПолК — р. Полуденный Кундат; Т — р. Таенза.

щелочности и карбонатитов западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют первичную плюмовую природу [Врублевский и др., 2014; Врублевский, 2015].

Включение в железистой платине амфиболов в ассоциации с биотитом, пироксеном и плагиоклазом позволяет предположить, что еще одним вероятным источником МПГ в россыпях Южной Сибири могли служить пикриты. Анализ состава амфиболов с оценкой давления (P) (табл. 8, рис. 16) свидетельствует о присутствии во включениях из различных МПГ нескольких групп амфиболов: 1 — паргасит ($P = 10.1\text{—}11.1$ кбар); 2 — гастингсит ($P = 8.2\text{—}8.8$ кбар); 3 — роговая обманка (магнезиально-щелочно-железистая) ($P = 4.5\text{—}6.6$ кбар); 4 — эденит ($P = 3.0\text{—}4.5$ кбар); 5 — алюмоэденит ($P = 5.1\text{—}6.5$ до 8 кбар); 6 — магнезиально-железистая роговая обманка ($P = 0.6\text{—}1.1$ до 2.5 кбар). Нахождение паргасита в расплавных включениях в МПГ р. Коура может свидетельствовать о формировании пород в условиях зоны субдукции при высоких давлениях ($P = 10.1\text{—}11.1$ кбар) и относительно низких температурах. На это может указывать и присутствие субщелочных и магнезиально-щелочных гастингситов, для которых определены давления до 8.8 кбар. Это предположение согласуется с результатами уральских геологов [Аникина и др., 2001], полученными для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов урало-алюскинского типа. На этом основании сделан вывод, что дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы Уральского платинового пояса были сформированы в надсубдукционной обстановке. Аналогичные выводы получены при изучении амфиболов акаремского ультрабазит-базитового комплекса (Eastern Desert, Египет), который относится к аляскинскому типу [Abd El-Rahman et al., 2015]. На основании комплексного изучения плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна сделан вывод о двух этапах его проявления в обстановке островных дуг. Ранний этап (550—540 млн лет) фиксируется по формированию плагиогранитоидов высокоглиноземистого типа, сопоставляемых с адакитами Кштинского (545 ± 8 млн лет) и Тараскырского массивов (545 ± 7 млн лет). Образование первых может быть реализовано путем плавления метабазитового источника по составу, близкому к базальтам N-MORB-типа, при погружении в зону субдукции океанической плиты при $P \geq 15$ кбар в равновесии с гранатосодержащим респитом. Породы Тараскырского массива относятся к плагиогранитам низкоглиноземистого типа, формирование которых связано с плавлением метабазитов, расположенных в низах и/или основании островодужной системы, при $P = 3\text{—}8$ кбар в равновесии с плагиоклазосодержащим респитом. Поздний этап (525—520 млн лет) выражен в становлении плагиогранитоидов майнского комплекса Енисейского (524 ± 2 млн лет) и Табатского плутонов [Руднев и др., 2013а,б].

Во многих расплавных и раскристаллизованных включениях в МПГ обнаружены пироксены. С использованием оригинальной программы мономинеральной окситермометрии [Ashchepkov et al., 2010] была проведена оценка температуры и f_{O_2} клинопироксенов из микровключений. На рис. 17 показаны соотношения температуры и фугитивности кислорода для клинопироксенов из расплавных и раскристаллизованных включений в МПГ. По этим параметрам выделяется как минимум четыре группы клинопироксенов: 1 — $T = 1200\text{—}1400$ °C, f_{O_2} (FMQ) = около -4.5 ; 2 — $T = 900\text{—}1100$ °C, f_{O_2} (FMQ) = около $-1.5\text{—}-0.5$; 3 — $T = 1100\text{—}1300$ °C, f_{O_2} (FMQ) = $-0.1\text{—}+0.5$; 4 — $T = 600\text{—}800$ °C, f_{O_2} (FMQ) = около $-1.1\text{—}+0.1$.

Таблица 8. Амфиболы из включений в зернах МПГ с оценкой давления (кбар)

| Россыпь | № зерна | M* | A** | Амфиболы | [1] | [2] | [3] | [4] |
|----------------------|------------|---|------------------------|----------------------------------|------|------|-----|------|
| р. Коура | 1-2 | PtFe ₃ | Px+Bt+Ttn+ Mgh | Щелочно-железистый паргасит | 10.1 | 10.8 | 8.2 | 10.1 |
| | 1-3 | | | То же | 10.4 | 11.1 | 8.4 | 10.4 |
| | 11-3 | PtFe ₃ , PtAs | Bt | Fe-Mg роговая обманка | 0.4 | 0.7 | 0.4 | 0.4 |
| | 23-1 | PtFe ₃ | Ab+Ap+Bt+Ep+Kfs | Субщелочной гастингсит | 8.4 | 8.8 | 6.7 | 8.4 |
| | 23-3 | | | Алюмощелочной эденит | — | — | — | — |
| | 23-2 | | | Щелочно-Fe роговая обманка | 6.6 | 6.6 | 5.1 | 6.6 |
| | 27-2 | Pt(Fe, Cu) ₃ , PtCu | Pl+Px+Bt+Ttn | Щелочной эденит | 4.8 | 4.5 | 3.5 | 4.8 |
| | 27-1 | | | Магнезиальная роговая обманка | 4.5 | 4.2 | 3.3 | 4.5 |
| | 27-3 | | | Железистая роговая обманка | 5.0 | 4.7 | 3.6 | 5.0 |
| | 27-4 | | | Магнезиально-щелочной гастингсит | 8.2 | 8.5 | 6.5 | 8.2 |
| | 27-9 | | | Эденит | 3.5 | 3.0 | 2.3 | 3.5 |
| | 27-8 | | | Субщелочной гастингсит | 4.1 | 3.7 | 2.9 | 4.1 |
| | 35-15 | PtFe ₃ , RhAs, PtCu, IrAs | Pl+Bt+Px | Эденит-роговая обманка | 6.4 | 6.4 | 4.9 | 6.4 |
| | 35-27 | | | Алюмощелочной катафорит | — | — | — | — |
| | 35-18 | | Ol+Px+Chl | Mg-куммингтонит | — | — | — | — |
| | 35-17 | | | Субщелочной антофиллит | — | — | — | — |
| | 35-19 | | | Тремолит-роговая обманка | — | — | — | — |
| | 35-14 | | | Fe-Mg роговая обманка | 0.6 | 0.4 | 0.2 | 0.6 |
| | 35-16 | | | Субщелочная роговая обманка | 2.5 | 1.8 | 1.4 | 2.5 |
| | 35-20 | | | Fe- субщелочная роговая обманка | 1.1 | 0.1 | 0.1 | 1.1 |
| 35-7 | Ol+Chl+Grt | | Субщелочной гастингсит | 4.1 | 3.7 | 2.9 | 4.1 | |
| 35-13 | | | Тремолит | — | — | — | — | |
| 35-22 | | Субщелочной гастингсит | 6.5 | 6.5 | 5.0 | 6.5 | | |
| р. Андоба | 115-8 | PtFe ₃ | An | Al-эденит | 8.2 | 8.5 | 6.5 | 8.2 |
| р. Полуденный Кундат | 135-18 | Pt(Fe, Cu) ₃ | Pl+Px+Mgh | Субщелочной гастингсит | 6.2 | 6.2 | 4.8 | 6.2 |
| | 135-19 | | | Al-эденит | 6.6 | 6.7 | 5.1 | 6.6 |
| | 134-5 | OsIrRu | — | Mg-роговая обманка | 4.8 | 4.5 | 3.5 | 4.8 |
| | 134-7 | — | — | Актинолит-роговая обманка | — | — | — | — |
| р. Таенза | 73-15 | OsIrRu | Mgh | Cr-Fe-Mg-роговая обманка | 2.2 | 1.4 | 1.2 | 2.2 |

Примечание. Mgh – магнетит, Px – пироксен, Bt – биотит, Ab – альбит, An – анортит, Pl – плагиоклаз, Ap – апатит, Ep – эпидот, Grt – гранат, Ttn – титанит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ol – оливин, Chl – хлорит. Геобарометры: [1] – [Hammarstrom, Zen, 1986]; [2] – [Hollister et al., 1987]; [3] – [Johnson, Rutherford, 1989]; [4] – [Schmidt, 1992]. Расчеты давления проведены по эмпирическим и экспериментальным калибровкам на основе содержания Al в роговой обманке. Данные о давлении отсутствуют в случаях невозможности их расчетов.

* Состав минерала-хозяина.

** Ассоциация сосуществующих минеральных фаз во включениях.

В кристалломорфном включении в иридоосмине (р. Таенза, Горная Шория) обнаружен оливин железистостью $f = Fe/(Fe + Mg)$, равной 0.1, что может свидетельствовать о дунит-гарцбургитовой ассоциации.

Обнаружение оксидных—гидроксидных минеральных форм ЭПГ свидетельствует о том, что они подвергались гидротермальной проработке. В литературе подобные оксиды Ru-Os-Ir описывались и ранее в ассоциации с другими МПГ в хромититах ультраосновного комплекса Нурали на Южном Урале [Garuti et al., 1997], офиолитовых массивов Йемена [Ahmed, Arai, 2003]. Формирование оксидов Ru-Os-Ir авторами объяснялось процессами дисульфуризации сульфидов осмия и рутения, проходящих при гидротермальной проработке в период серпентинизации пород. Также считается, что оксиды ЭПГ могут возникнуть в результате изменения магматических сплавов МПГ и кристаллизации оксидов в условиях формирования латеритов. Их наличие указывает на существование механизмов транспорта ЭПГ (в виде оксида—гидроксида) в поверхностных условиях, способствующих перераспределению и кристаллизации ЭПГ в процессе латеритного выветривания [Auge, Legendre, 1994].

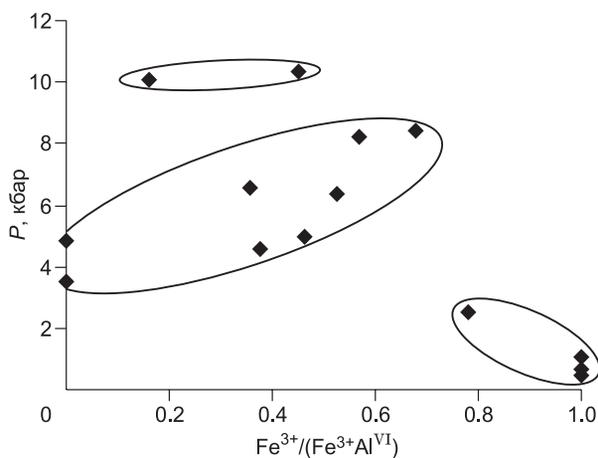


Рис. 16. Диаграмма $Fe_3/(Fe^{3+}Al^{VI})—P$ для амфиболов из расплавных и раскристаллизованных включений из МПГ.

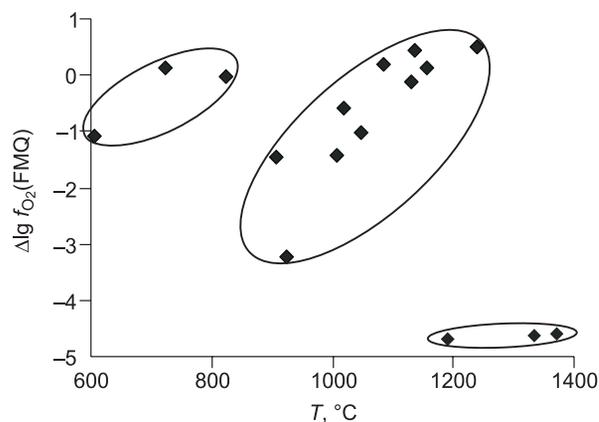


Рис. 17. Диаграмма $T—\Delta lg f_{O_2}(FMQ)$ для клинопироксенов из расплавных и раскристаллизованных включений из МПГ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение комплекса современных методов количественного локального анализа (микронзонд и сканирующая электронная микроскопия с термополевой эмиссией) позволяет эффективно определять различные характеристики минералов. Данные о химическом составе минералов, полученные с использованием ЭДС-спектрометра (СЭМ), хорошо сопоставляются с результатами микронзондового анализа и могут быть с успехом использованы при минералого-геохимических исследованиях.

Минералы платиновой группы, выделенные из 14 россыпей Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира, представлены двумя ассоциациями: ферроплатиновой и рутениридосминовой, из которых первая (55 %) преобладает над второй (41 %). В двух россыпях соотношение оказалось близким к 2:1. Около 3—4 % МПГ представлено сперрилитом и 1 % соединениями элементов платиновой группы с мышьяком и серой. Непостоянные соотношения количеств Fe-Pt и Os-Ir-Ru минералов в россыпях юга Сибири свидетельствуют о существовании различных коренных источников питания россыпей.

Важное индикаторное значение МПГ из аллювиальных отложений, и в том числе из золотоносных россыпей, для суждения о характере коренной питающей платиноидной минерализации обусловлено тем фактом, что в этих минералах сохраняются многие характеристические признаки последних: внутреннее строение — микротекстуры и микроструктуры, трещины и характер кайм на МПГ, типы микровключений, особенности состава и др. Морфология частиц МПГ и их состав, текстура, структура, морфология и состав микровключений силикатов, оксидов, интерметаллидов, тип изменения минералов могут быть использованы в качестве эффективных индикаторов коренных источников элементов платиновой группы. Породные ассоциации, распространенные в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Салаирском кряже, состав МПГ и микровключений в них, минеральные ассоциации позволяют рассматривать несколько потенциальных коренных источников россыпной платинометалльной минерализации: 1 — урало-аляскинский тип интрузий (северо-западная часть Кузнецкого Алатау, Салаирский кряж: бассейн руч. Симоновский); 2 — офиолитовые ассоциации, в том числе сформировавшиеся в зоне субдукции (центральная часть Кузнецкого Алатау, Салаирский кряж: бассейн р. Мостовая); 3 — массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (северо-западная и центральная части Кузнецкого Алатау), а также щелочно-габброидного комплекса и, вероятно, породы (4) пикрит-базальтовой ассоциации, малых тел и даек основных пород. Обнаружение поликомпонентных платинометалльных сплавов с составами, имеющими значительные вариации: $Pt_{40}Ir_{35}Os_{13}Fe_{11}Ru$; $Pt_{63}Fe_{20}Ir_{13}Os_3Ru$; $Ir_{55}Pt_{20}Ru_{10}Os_2Fe$; $Pt_{66}Fe_{16}Rh_{12}Ir_5Sb_5Cu_3Rh_2Pd_2$; Os-Ir-Ru-Pt(\pm Fe), может свидетельствовать о существовании систем со слабой дифференциацией в отношении элементов платиновой группы, для которых характерны повышенные $P-T$ параметры. Кроме того, получены доказательства наличия Au-Fe-Pt расплавов, что подтверждается находками эмульсионно-ликвационных включений и ламеллей самородного золота внутри зерен медьсодержащей железистой платины и структур распада с выделением электрума—самородного золота. Эти данные могут указывать на существование интрузивных комплексов урал-аляскинского типа, прежде всего, на территории Горной Шории (район бассейнов рек Каурчак, Коура, Андоба).

Сглаженные, округлые формы мелких зерен МПГ из аллювиальных россыпей могут иметь и, вероятно, часто имеют первично-эндогенный генезис. Из этого следует, что подобные зерна не являются показателем большой удаленности их от питающих рудных источников. В качестве отличительных признаков первично-эндогенных сглаженных и округлых зерен МПГ могут быть предложены следующие: 1 — сохранившиеся от эрозии каймы МПГ эндогенной природы, в частности, арсенидов и сульфидов элементов платиновой группы; 2 — текстуры краевых зон зерна МПГ, согласные с его контуром, субпараллельные краю (поверхности) зерна; 3 — концентрическая зональность в округлых зернах; 4 — наличие на поверхности зерен МПГ фрагментов первичных пород и минералов, в частности, кольцевой микротекстуры и минеральной зональности; 5 — ветвисто-сглаженные ответвления в зернах МПГ с довольно глубокими заливами и отрицательными формами. Сохранение слабоокатанных и неокатанных зерен МПГ на многих изученных россыпях АССО предполагает относительно небольшие расстояния транспорта от их первичного источника.

Развитие на зернах Pt-Fe сплавов кайм замещения и нарастания—отложения свидетельствует о различных механизмах их формирования. Образование кайм замещения происходит в результате аутометасоматических процессов на завершающих стадиях кристаллизации МПГ, на что указывает структура зоны взаимодействия с «первичным» минералом, а также данные об одинаковом их $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрасте [Malich et al., 2014]. Существование кайм нарастания—отложения (представленных главным образом сперрилитом) служит дополнительным доказательством возможности миграции платины в постмагматическую стадию. Широкое развитие эндогенных кайм на зернах МПГ из аллювиальных россыпей указывает на интенсивное протекание постмагматических гидротемальных процессов при формировании рудной минерализации, а их сохранность — на слабую удаленность россыпей от питающих источников.

При интерпретации результатов изучения МПГ из аллювиальных отложений важно учитывать, что в экзогенной обстановке, в ходе физико-химических процессов в корках выветривания, на склонах и в речных долинах происходит существенное преобразование характера минеральных ассоциаций платиноидов. Ассоциации обогащаются устойчивыми составляющими — твердыми сплавами (Pt, Fe) и (Os, Ir, Ru) и обедняются неустойчивыми — сульфидами и сульфидарсенидами ЭПГ, а также соединениями, обогащенными палладием, медью и др. Сперрилит по устойчивости, вероятно, занимает промежуточное положение. В процессе формирования автохтонных аллювиальных россыпей вероятно гидродинамическая сепарация МПГ: изменение гранулометрического состава в сторону возрастания крупных фракций и снижения мелких, а также снижения уплотненности однофазных частей.

В одной статье сложно в полной мере представить и обсудить тот большой массив данных, который был получен в процессе многолетних исследований. В работе мы прежде всего хотели обратить внимание на возможность получения обширной информации (как эндогенной, так и экзогенной истории минералов) при изучении зерен МПГ из россыпей с использованием современных локальных методов исследования. Дальнейшие исследования позволят в деталях обсудить характерные особенности минералов платиновой группы в россыпях.

Авторы выражают благодарность Л.П. Бобошко и Е.В. Лазаревой за помощь в обработке фактического материала.

Работа выполнена при поддержке ОНЗ РАН-5.1, РФФИ (гранты 12-05-01164, 13-05-12056, 15-05-06950, 13-05-12056 офи-м), Министерства образования и науки.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л.В., Велинский В.В., Лоскутов И.Ю. Необычная минеральная ассоциация самородных металлов в дайковых породах Тогул-Сунгайского гипербазитового массива (Салаир) // ДАН, 1996, т. 351, № 4, с. 505—508.

Агафонов Л.В., Борисенко А.С., Бедарев Н.В., Лоскутов И.Ю., Акимцев В.А. Минералы ЭПГ и других самородных элементов в коренных и россыпных источниках Центрального Салаира // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы науч. конф., посвящ. 300-летию Горно-геологической службы России, Томск, 29—30 марта 2000 г. Томск, ЦНТИ, 2000, с. 105—110.

Айриянц Е.В., Жмодик С.М., Иванов П.О., Белянин Д.К., Агафонов Л.В. Минеральные включения в железо-платиновых твердых растворах из россыпепроявлений бассейна р. Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (8), с. 1194—1210.

Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1999, 237 с.

Андрющенко И.А., Ватолин Н.А., Воронова Л.И., Галошина Е.В. Благородные металлы. М., Металлургия, 1984, 592 с.

- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Ерохин Ю.В., Вилисов В.А.** Хлорит в хромоплатиновых рудах платиноносного пояса Урала: особенности состава и парагенезисы // Зап. РМО, 2001, т. 2, с. 92—100.
- Баданина И.Ю., Малич К.Н., Хиллер В.В.** Особенности состава платиноидной минерализации Витватерсрандского бассейна (Южная Африка): новые данные // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология (Материалы XV Междунар. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, Россия, Пермь, 24—28 августа 2015 г.). Пермь, ПГНИУ, 2015, с. 12—14.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова Ф.Ф., Шадлун И.Е.** Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958, 444 с.
- Бойцов В.Е., Сурков А.В., Ахапкин А.А.** Методика изучения самородного золота из отвалов гравитационного обогащения россыпей // Изв. вузов. Геология и разведка, 2005, № 2, с. 42—45.
- Булытников А.А.** Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск, Изд-во ТГУ, 1948, 299 с.
- Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.
- Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.** Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.
- Бутвиловский В.В., Аввакумов А.Е., Гутак О.Я.** Россыпная золотоносность юга Западной Сибири. Историко-геологический обзор и оценка возможностей. Новокузнецк, Кузбасская государственная педагогическая академия, 2011, 241 с.
- Вернадский В.И.** Избранные сочинения. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 2.1., 616 с.
- Врублевский В.В.** Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 488—515.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутьерес-Алонсо Г., Хофманн М., Гринев О.М., Тишин П.А.** Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (11), с. 1598—1614.
- Высоцкий Н.К.** Платина и районы ее добычи. Часть пятая. Обзор месторождений платины вне Урала. Л., Изд-во АН СССР, 1933, 240 с.
- Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.** Геохимические особенности пород офиолитового парагенезиса гор Северной, Зеленой, Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Материалы научной конференции. Томск, ЦНТИ, 2000, с. 35—41.
- Гусев А.И., Гринев Р.О., Чернышев А.И.** Петрология и рудоносность Сеглебирской офиолитовой ассоциации (северо-восточная часть Горного Алтая и юг Горной Шории) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Материалы Всероссийской научной конференции. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 130—133.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Скляр Е.В.** Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.
- Додин Д.А., Ланда Э.А., Милетенко Н.В., Чернышев Н.М., Щека С.А.** Первая карта платиноносности России масштаба 1 : 5 000 000 (принципы построения, содержание, прогнозно-поисковое и фундаментальное значение) // Платина России. М., Геоинформмарк, 1999, т. III, с. 22—38.
- Жмодик С.М., Агафонов Л.В., Нестеренко Г.В., Колпаков В.В., Щербаков Ю.Г.** Au-PGE россыпная минерализация в северной части Кузнецкого Алатау // Золото Сибири и Дальнего Востока; геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ, 2004, с. 81—84.
- Изох А.Э.** Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса): Автореф. дис. ... д. г.- м. н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1999, 40 с.
- Изох А.Э., Кривенко А.П., Подлипский М.Ю.** О платиноносной перидотит-клинопироксенит-габбровой формации Алтае-Саянской области // Платина в геологических формациях Сибири. Тез. докл. Общероссийского семинара 20—21 сентября 2001 г. Красноярск, 2001, с. 101—103.
- Ковальский А.М., Ковальская Т.Н., Котельников А.Р.** Тикшеозерский массив: состав, формационная принадлежность, экспериментальное моделирование минералообразования // Электрон-

ный научный информационный журнал «Вестник отделения по наукам о Земле РАН», 2006, т. 1, № 24, NZ1819—6586.

Краснова Т.С., Гертнер И.Ф. Офиолитовая ассоциация гор Северной—Зеленой—Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. Томск, ЦНТИ, 2000, с. 28—34.

Кривенко А.П., Толстых Н.Д., Нестеренко Г.В., Лазарева Е.В. Типы минеральных ассоциаций платиноидов в золотоносных россыпях Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (1), с. 70—78.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

Кюз А.К. О платиноносности Кузнецкого Алатау // Советская золотопромышленность, 1935, № 5, с. 23—25.

Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Новая версия программы «Карат» для количественного рентгено-спектрального микроанализа // Журнал аналитической химии, 1994, т. 49, № 5, с. 462—468.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

Малич К.Н., Оже Т. Состав включений в минералах осмия — индикатор условий образования Гулинского ультраосновного массива // ДАН, 1998, т. 361, № 6, с. 812—815.

Молчанов В.П., Моисеенко В.Г., Зимин С.С., Хомич В.Г., Борискина Н.Г., Щека Г.Г. Первая находка соединений золота и элементов платиновой группы в россыпях Гарьского узла (Приамурье) // ДАН, 2003, т. 389, № 4, с. 509—512.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Хорошилова Т.С., Сахьянов Л.О. Минералого-геохимические типы россыпей платиноидов и их промышленное значение // Минералогия и геохимия россыпей. М., Наука, 1992, с. 7—23.

Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Варламов Д.А. Типоморфизм минералов платиновой группы и самородного золота Нижнеалабашской рубиноносной россыпи в Мурзинско-Адуйском гранитогнейсовом комплексе (Ср. Урал) // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология (Материалы XV Междунар. совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, Пермь, 24—28 августа 2015 г.). Пермь, ПГНИУ, 2015, с. 161—162.

Некрасов И.Ю., Ленников А.М., Октябрьский П.А. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультрабазитовых комплексов. М., Наука, 1994, 381 с.

Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск, Наука, 1991, 191 с.

Нестеренко Г.В., Колпаков В.В. Аллохтонное самородное золото в предгорном аллювии юга Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые, 2010, № 5, с. 477—495.

Нестеренко Г.В., Колпаков В.В., Бобошко Л.П. Самородное золото в комплексных Ti-Zr россыпях юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 2013, т. 55 (12), с. 1905—1922.

Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45, Новокузнецк / Г.А. Бабин, Н.И. Гусев, А.А. Юрьев, А.Н. Уваров, В.С. Дубский, А.И. Черных, А.Ф. Щигрев, Г.Д. Чусовитина, Т.В. Кораблева, Л.Н. Косякова, И.А. Ляпунов, Д.В. Митрохин, А.И. Бычков, В.Л. Некипелый, Ж.Н. Савина, А.С. Егоров, Г.М. Шор, В.Д. Алексеев, А.В. Булычев, Н.М. Радюкевич, Л.С. Николаева, В.П. Богомолов, Р.В. Шипов, С.В. Сулова, В.А. Сазонов, В.В. Юрьева, Т.В. Хлебникова, А.К. Кондрашова, Н.Ф. Терета. СПб., Изд-во СПб. картофабрики ВСЕГЕИ, 2007, 391 с.

Округин А.В. Районирование платиноносных россыпей Сибирской платформы // Отечественная геология, 1999, № 4, с. 16—19.

Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золотоплатиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // Отечественная геология, 2012, № 5, с. 11—20.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (10), с. 1119—1130.

Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / Под ред. Г.В. Полякова, В.И. Богнибова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995, 151 с.

- Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Симонов В.А.** Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000, т. 372, № 1, с. 80—85.
- Подлипский М.Ю.** Минералогия ферроплатиновой ассоциации в россыпях: Автореферат дис... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1999, 24 с.
- Подлипский М.Ю., Кривенко А.П.** Новые данные о геологическом строении, составе и формационном типе Кайгадатского массива как коренного источника ферроплатиновой ассоциации в россыпях // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири (Материалы научно-практической конференции, 31 октября—2 ноября 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.). Новосибирск, 2001, с. 126—132.
- Подлипский М.Ю., Нестеренко Г.В., Кривенко А.П.** Изоферроплатиновая ассоциация минералов в золотоносной россыпи Северо-Западного Салаира // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 372—381.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.
- Рамдор П.** Рудные минералы и их сростания. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 1131 с.
- Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.** Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (1), с. 27—44.
- Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А.** Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика, 2013б, т. 54 (10), с. 1628—1647.
- Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М., Звягин Е.А., Чекушин В.С., Бетхер М.Я.** Геология и золотоплатиноносность нефелиновых пород Западной Сибири. Томск, Изд-во ТПУ, 2000, 249 с.
- Сыроватский В.В.** Перспективные направления исследования ЭПГ. Новокузнецк, Запсибгеология, 1991, 53 с.
- Толстых Н.Д.** Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2004, 33 с.
- Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Батулин С.Г.** Особенности состава самородной платины из различных ассоциаций минералов элементов платиновой группы // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (3), с. 39—46.
- Толстых Н.Д., Лапухов А.С., Кривенко А.П., Лазарева Е.В.** Минералы элементов платиновой группы в золотоносных россыпях Северо-Западного Салаира // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (6), с. 916—925.
- Черных А.И., Уваров А.Н.** Платиноносность геологических формаций западной части Алтае-Саянской складчатой области // Вестник ТГУ № 3, серия Науки о Земле. 2003, с. 311—313.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зюбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Сакс Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2000, 187 с.
- Abd El-Rahman Y., Helmy H.M., Shibata T., Yoshikawa M., Arai S., Tamura A.** Mineral chemistry of the Neoproterozoic Alaskan-type Akarem Intrusion with special emphasis on amphibole: Implications for the pluton origin and evolution of subduction-related magma // Lithos, 2012, v. 155, p. 410—425.
- Ahmed H. Ahmed, Arai S.** Platinum-group minerals in podiform chromitites of the Oman ophiolite // Can. Mineral., 2003, v. 41, p. 597—616.
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alyмова N.V., Khmelnikova O.S., Palesky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stagnitsky Y.B.** Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics, 2010, v. 485, p. 17—41.
- Auge T., Legender O.** Platinum-group element oxides from the Pirogues ophiolitic mineralization, New Caledonia: origin and significance // Econ. Geol., 1994, v. 89, p. 1454—1468.
- Barkov A.Y., Laflamme J.H.G., Cabri L.J., Martin R.F.** Platinum-group minerals from the Wellgreen Cu—Ni—PGE deposit, Yukon // Can. Mineral., 2002, v. 40, p. 651—669.
- Barkov A.Y., Fleet M.E., Nixon G.T., Levson V.M.** Platinum-group minerals from five placer deposits in British Columbia, Canada // Can. Mineral., 2005, v. 43, p. 1687—1710.

Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium—iridium—ruthenium alloys // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, B 10, p. 5461—5470.

Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: Evidence for transport of the platinum-group elements by Cr-rich fluids // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 967—986.

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, № 2, p. 73—167.

Coleman R.G. Ophiolites. New York, Springer Verlag, 1977, 229 p.

Feather C.E. Mineralogy of platinum-group minerals in Witwatersrand, South Africa // *Econ. Geol.*, 1976, v. 71, p. 1399—1428.

Fedortchuk Y., EeBarge W., Barkov A.Y., Fedele L., Bondar R.J., Martin R.F. Platinum-group minerals from a placer deposits in Burwash Creek, Kluane area, Yukon Territory, Canada // *Can. Mineral.*, 2010, v. 48, p. 583—596.

Garuti G., Cabella R., German F. Occurrence of unknown Ru—Os—Ir—Fe oxide in the chromitites of the Nurali ultramafic complex // *Can. Mineral.*, 1997, v. 35, p. 1431—1440.

Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O., Zaccarini F. Chromitites of the Urals (part 1): overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting // *Ophiolite*, 2012, v. 37, № 1, p. 27—53.

Gornostaev S.S., Crocket J.H., Mochalov A.G., Laajoki K.V.O. The platinum-group minerals of the Baimka placer deposits, Aluchin Horst, Russian Far East // *Can. Mineral.*, 1999, v. 37, p. 1117—1129.

Gornostayev S.S., Laajoki K.V.O., Leinonen O. The platinum-group minerals in the Kemi chromite deposit, Finland: a case study of the Elijärvi ore body / Eds. P. Weihed, O. Martinsson // *GEODE-Fennoscandian Shield Workshop*, Gallivare-Kiruna, Sweden, vol. 6. Lulea University of Technology, 2000, p. 16—22.

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.

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

Hattori K.H., Takahachi Y., Auge T. Mineralogy and origin of oxygen-bearing platinum-iron grains based on an X-ray absorption spectroscopy study // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 622—630.

Izokh A.E., Agafonov L.V., Borisenko A.S., Tolstykh N.D., Slytzker E.M., Babich V.V., Lobanov K.V., Goverdovskiy V.A. Kuznetsk Alatau-Altai platinum-bearing belt in West Altai-Sayan fold region (Russia-West Mongolia) // *Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins: Proceedings of the Interim IAGOD Conference*, Vladivostok, 1—20 September 2004. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 350—352.

Malich K.N., Anikina E.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Griffin W.L., Khiller V.V., Pearson N.J., Pushkarev E.V., O'Reilly S.Y. Closed system behavior of the Re—Os isotope system in primary and secondary PGM assemblage // *12th IPSY Ekaterinburg*, 2014, p. 299—300.

McClenaghan M.B., Cabri L.J. Review of gold and platinum group element (PGE) indicator minerals methods for surficial sediment sampling // *Geochem. Explor. Environ. Anal.*, 2011, v. 11, p. 251—263.

Nakagava M., Franko H. Placer Os—Ir—Ru alloys and sulfides, indicators of sulfur fugacity in an ophiolite // *Can. Mineral.*, 1997, v. 35, p. 1441—1452.

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

O'Driscoll B., González-Jiménez J.M. Petrogenesis's of the PGM // *Rev. Mineral. Geochem.* 2016, v. 81, p. 489—578.

Slansky E., Johan Z., Ohnenstetter M., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia, Part 2. Platinum group minerals in placer deposits at Fifield // *Mineral. Petrol.*, 1991, v. 43, p. 161—180.

Tolstykh N.D., Foley J.Y., Sidorov E.G., Laajoki K.V.O. Composition platinum-group minerals in the Salmon river placer deposits, Goodnews, Alaska // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40, p. 463—473.

Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali lherzolite-gabbro complex, Southern Urals, Russia // *Can. Mineral.*, 2004, v. 42, p. 545—562.

Weiser T.W., Bachmann H. Platinum-group minerals from the Aikora River area, Papua New Guinea // *Can. Mineral.*, 1999, v. 37, p. 1131—1145.