

МИНЕРАЛОГИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЕ (МАЛЫЙ ХИНГАН, РОССИЯ)

**А.Г. Мочалов¹, Н.В. Бердников², О.Л. Галанкина¹, П.К. Кепежинская², Лю Цзилун³,
В.О. Крутикова²**

¹ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034; e-mail: mag1950@mail.ru

²ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: nick@itig.as.khb.ru

³Шеньянский центр, Геологическая служба Китая, Шеньян, Ляонин, 110034, Китай; e-mail: 1061161062@qq.com

Поступила в редакцию 30 сентября 2022 г.

Приведены результаты детальных исследований минералов платиновой группы из взрывчатых брекчий железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Дальний Восток России). Среди самородных МПГ преобладает изоферроплатина, меньше распространены рутениридосмин, самородные иридий, платина и осмий. Микронные выделения лаурита, боуита, купроиридсита, купородсита, холлингуортита, новых фаз $(Ir,Rh,Os)_7(S,As)_{13}$, $(Rh,Ir,Ru)_7(S,As)_{13}$ и $Pd_3(Sb,As)$ зафиксированы в качестве микровключений в изоферроплатине и на поверхности ее зерен. Показано, что изученные МПГ являются производными пород ультрамафитовых формаций: 1 – жильных пироксенитов, гацбургитов и дунитов метаморфических и кумулятивных комплексов: наиболее истощенных представителей перидотитов супрасубдукционного клина островодужных офиолитов; 2 – жильных пироксенитов кумулятивных высокобарических комплексов ультрамафитов основания энсиалической дуги и продуктов эволюции надсубдукционных мантийных расплавов. По содержанию платиноидов составы изоферроплатины из взрывчатых брекчий разделены на 4 группы: группа I – флюидно-метаморфогенного генезиса из гарцбургитов; группа II – флюидно-метаморфогенного генезиса из дунитов и магматогенно-флюидно-метасоматического генезиса из жильных пироксенитов; группа III – магматогенного генезиса из хромититов дунитов кумулятивного комплекса. Группа IV с повышенными содержаниями палладия, возможно, является производной расплава, сформировавшего брекчии.

Обсуждаются три версии попадания МПГ во флюидонасыщенный дациандезитовый расплав взрывчатых брекчий месторождения Поперечное: 1 – непосредственно из ранних ультраосновных комплексов надсубдукционных обстановок; 2 – из коллектора древних платинометаллических россыпей; 3 – из мантийного клина над мезозойской зоной субдукции в процессе генерации первичных островодужных магм. Две первые петрогенетические модели предполагают «омоложение» ^{190}Pt - 4He возраста зерен изоферроплатины в результате температурного воздействия дациандезитового расплава до значений 125 ± 21 млн лет. Третий геодинамический сценарий предполагает, что раннемеловой возраст изоферроплатины фиксирует процессы метаморфогенно-метасоматического преобразования дунит-гарцбургитового мантийного клина и, возможно, отвечает возрасту субдукционного магматизма на месторождении Поперечное в частности и в пределах складчатого сооружения Малого Хингана в целом.

Ассоциации МПГ в дациандезитовых брекчиях месторождения Поперечное представляют собой новый тип потенциально промышленной благороднометаллической минерализации на Дальнем Востоке России, а сами взрывчатые брекчии (флюидолиты) могут служить поисковым критерием для обнаружения коренных и россыпных месторождений платиноидов вулканогенно-взрывчатого генезиса на территории Российской Федерации.

Ключевые слова: типоморфные минералы платиновой группы, ультрамафиты, флюидно-взрывчатые брекчии, Fe-Mn месторождение Поперечное, генезис, Малый Хинган, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Дальневосточный регион России включает обширные пространства фанерозойской активной континентальной окраины Палео-Пацифики и претерпевшего мезозойскую активизацию восточного края Сибирской платформы. Многоплановость тектонической позиции региона и присутствие в нем всех известных ультрамафитовых формационных типов с платинометалльной минерализацией открыли широкие возможности для проведения здесь фундаментальных исследований по геологии, минералогии и геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ), которые являются индикаторами глубинных рудообразующих процессов. В литосфере к самостоятельным ультрамафитовым формациям относятся мантийные дунит-перидотитовые тектониты с кумулятивными магматическими образованиями офиолитов и магматические плутоны – островодужные габбро-пироксенит-дунитовые складчатых областей и щелочно-ультраосновные кристаллических щитов. Этапы формирования ультрамафитовых формаций сопровождаются образованием минералов платиновой группы (МПП) различных минералого-геохимических типов, скопления которых в ряде случаев достигают параметров месторождений платиновых металлов. Сформулированы представления о природе пород с платиноидной минерализацией, генетической минералогии и геологии рудных месторождений ЭПГ, образующихся в процессе формирования ультрамафитовых формаций [17, 21, 23]. В ультрамафитах наиболее значимые месторождения платиновых металлов приурочены к кумулятивным магматическим комплексам, которые представлены габбро-пироксенит-дунитовыми массивами островодужных систем и щелочно-ультраосновными массивами кристаллических щитов, а также кумулятивными сериями мантийных дунит-перидотитовых комплексов офиолитов [16, 17]. С помощью методов генетической минералогии ЭПГ обозначен ряд типоморфных критериев формирования ультрамафитовых россыпеобразующих формаций с промышленным потенциалом [21, 23]. В основном это касается главных самородных МПП этих формаций и, прежде всего, минералов группы самородной платины (МГСП). МГСП представлены преимущественно изоферроплатиной и ее криптоагрегатами с самородной платиной и тетраферроплатиной. При поисковых работах обнаружение МГСП в коренных породах является прямым признаком возможного присутствия в районе россыпей промышленного значения. Методы генетической минералогии ЭПГ в большинстве случаев позволяют установить ультрамафитовую формацию, в которой образовались данные МГСП, а также

к какому минералого-геохимическому типу этой формации их следует относить [17, 21, 23].

В последние годы на Дальнем Востоке России установлен новый тип проявлений МПП в дациандезитовых эксплозивных брекчиях, ассоциирующих с железомарганцевыми рудами месторождения Поперечное (Малый Хинган, ЕАО) [27–30, 42, 45]. Концентрация ЭПГ в этих породах достигает 11.3 г/т. Минералы платиновой группы представлены преимущественно минеральными индивидами и агрегатами МГСП, самородными минералами осмия, иридия и рутения, сульфидами и сульфоарсенидами ЭПГ размером десятки доли миллиметра. На основании данных по составу и морфологии МПП, геологическому положению тел платиноносных брекчий в разрезе месторождения, изотопному возрасту индивидуальных зерен изоферроплатины сделан вывод о формировании ЭПГ-парагенезиса в высокотемпературных условиях, предположительно на границе кора-мантия [30, 45]. Предполагается, что появление МПП в породах месторождения связано с выносом их в составе высокомолекулярных пересыщенных флюидами дациандезитовых расплавов.

В статье представлены результаты детальных исследований химического состава и структурных особенностей МПП из эксплозивных брекчий месторождения Поперечное. Сравнение характеристик главных МПП месторождения Поперечное с типоморфными характеристиками главных МПП из россыпеобразующих ультрамафитовых формаций офиолитов, субдукционных структур и кристаллических щитов Дальнего Востока позволило высказать новые предположения о генезисе ЭПГ-минерализации в эксплозивных породах. Обнаружение в этих, до настоящего времени слабо изученных породах высоких содержаний ЭПГ меняет представления о критериях поиска коренных объектов и источников россыпей благородных металлов на Малом Хингане. Полученные данные могут быть использованы для научного обоснования критериев прогноза подобной минерализации в других районах.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для исследования МПП отобраны из kernового материала и разведочных канав месторождения Поперечное. Гравитационное обогащение проб и минералогический анализ продуктов обогащения осуществлен в ИГД ДВО РАН, Хабаровск (минералог В.Ф. Степанова).

Изучение морфологии и предварительный анализ состава зерен благородных металлов и их минералов проводились с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 LMN с энергодиспер-

сионным рентгеновским спектрометром X-Max 80 (SEM-EDS, ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск).

Прецизионный электронно-зондовый микроанализ (EPMA) химического состава МПГ выполнен на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8230 Superprobe (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Условия съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 20 нА, диаметр зонда 1 мкм. В качестве эталонов использовались чистые металлы: Pt, Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Fe, Ni, Cu, а так же PbS и Cu₂S, FeAsS и PtAs₂. Аналитические линии для ЭПГ и As (кроме Pd и Os) – L α , для Pd – L β , для Os – M α , для остальных элементов – K α ; для Cu в присутствии Ir и для Rh в присутствии Ru учитывались соответствующие наложения аналитических линий. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF программы фирмы JEOL. Анализ составов МПГ контролировался по стандартным образцам Pt₃Fe, PtFe, лаурита, сперрилита.

Возраст цирконов, выделенных из эксплозивных брекчий, определен в Yanduzhongshi Geological Analysis Laboratories Ltd (КНР). U-Pb датирование возраста по цирконам выполнено с применением LA-ICP-MS New Wave UP213 (диаметр области денудации 30 мкм) и ICP-MS Analytikjena M90. В качестве внешнего стандарта для коррекции изотопного фракционирования U и Pb использовался стандарт циркона 91500 [53]. Расчет средних возрастов и построение конкордий произведен с использованием программного комплекса Isoplot/Ex_ver3 [52], коррекция общего Pb – по [44].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Месторождение Поперечное входит в состав Южно-Хинганской рудоносной зоны Малого Хингана (юго-восточное обрамление Буреинского массива) и локализовано в поздний рифей–вендских карбонатных породах мурандавской свиты [36] (рис. 1).

Субсогласные крутопадающие тела железо-марганцевой минерализации вытянуты в субмеридиональном направлении и разбиты на блоки с амплитудой перемещения до нескольких десятков метров [39]. Браунитовые, гаусманит-браунитовые, браунит-гематитовые, гаусманит-родохрозитовые и кремнисто-родохрозитовые железо-марганцевые руды содержат до 55 % марганца. Гематитовые, гематит-магнетитовые и магнетитовые железные руды концентрируют 20–35 % железа. Текстура руд полосчатая и брекчиевая, редко массивная. Для брекчиевых руд характерны остроугольные и окатанные обломки доломитов, брекчий и руд ранней генерации размером от долей миллиметра до десятков сантиметров. Петрохимическими и минералого-геохимическими исследованиями показано,

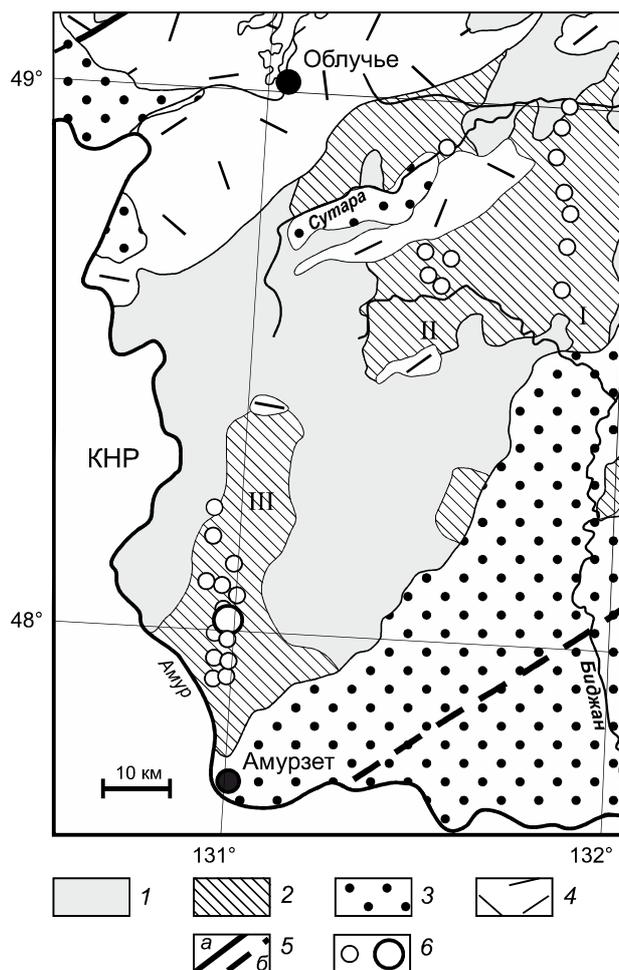


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами [5].

1 – кристаллический фундамент; 2 – фрагменты Кимканского (V-Є.) прогиба; 3 – кайнозойские континентальные впадины; 4 – вулканические прогибы мезозойские и мезозой-кайнозойские; 5 – разломы: а – зафиксированные, б – предполагаемые; 6 – Fe и Fe-Mn месторождения и проявления, укрупненный кружок – месторождение Поперечное. I – Восточная, II – Кимкано-Костеньгинская, III – Южно-Хинганская рудоносные зоны.

что железо-марганцевая минерализация месторождения является преимущественно гидротермальной [4].

С восточного бока зоны оруденения рудные тела контактируют полосой брекчий мощностью от первых метров до 15–20 м. Брекчии формируют прослои и тела как во вмещающих породах, так и в рудах. Петрологические исследования показали, что породы с брекчиевой структурой являются флюидно-эксплозивными образованиями (флюидолитами). Матрикс брекчий имеет флюидальную игнимбритовую текстуру и может быть классифицирован как доломитизированный и пропицитизированный дациандезитовый игнимбрит [30].

Петрохимические и геохимические характеристики матрикса наиболее типичных образцов брекчий приведены в [46]. Его состав варьирует от андезитов до дацитов высоко-К известково-щелочной серии с низким содержанием Ti, обогащенных крупноионными литофильными и обедненными высокочargedными элементами. Для матрикса взрывчатых брекчий характерны отрицательные аномалии Sr и Eu при общем обогащении легкими РЗЭ. Эти характеристики свидетельствуют в пользу образования магматической составляющей брекчий в результате частичного плавления субдукционного мантийного субстрата.

Прямые определения возраста внедрения брекчий затруднительны из-за их гибридной природы (насыщенность обломками разных фаз внедрения и вмещающих пород) и взрывчатого характера (быстрое внедрение и застывание). Цирконы, содержащиеся в брекчии, могут отражать как возраст субстрата, из которого выплавился магматический матрикс брекчий или возраст дифференциации исходного флюидонасыщенного расплава, так и возраст пород, ассимилированных им в процессе подъема к поверхности. Датировки возраста цирконов из брекчий формируют три группы. Первая группа (600–1050 млн лет, поздний рифей–венд) отвечает возрасту отложений мурдавской свиты, что соответствует прямым определениям возраста этих пород [36]. По-видимому, цирконы, по которым выполнены определения из этой группы, входили в состав ксенолитов известняков в брекчиях. Вторая (2350–2800 млн лет, поздний архей–ранний протерозой) и третья (в районе 1800 млн лет, граница раннего и позднего протерозоя) группы, вероятнее всего, отвечают возрастам цирконов из фрагментов пород докембрийского субстрата, захваченных при подъеме к поверхности [51]. Таким образом, все проанализированные цирконы флюидно-взрывчатых брекчий, по сути, являются детритовыми.

По нашему мнению, наиболее близко к возрасту внедрения брекчий значение 125 ± 21 млн лет, полученное по выделенным из них зернам изоферроплатины с помощью ^{190}Pt - ^4He метода [42, 45].

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Зерна МПГ (581 шт.), выделенные из флюидно-взрывчатых брекчий, имеют 0.05–0.25 мм в поперечнике и вес в пределах 0.1–0.5 мг. Их форма в большинстве случаев округлая, комковидная, реже ксеноморфная и кристаллическая. Поверхность зерен сглаженная, с кавернами и элементами наклёпа. По данным SEM-EDS 568 зерен являются изоферроплатиной, 11 зерен – тетраферроплатиной, 1 зерно – самородной платиной с примесью Ir, Os и Ru, 2 зерна –

рутениридосмином и 2 зерна – самородным иридием. Самостоятельные зерна сульфидов и арсенидов ЭПГ в взрывчатых брекчиях не установлены, но на поверхности изоферроплатины нередко присутствуют их микронные выделения. Встречено ксеноморфное кристаллическое зерно изоферроплатины в сростании с оливином (?) и криптоагрегатом талька и магнезита (?). В кавернах на поверхности зерен изоферроплатины установлены кварц, магнетит и криптоагрегаты, сложенные алюмосиликатами (слюды, калиевый полевой шпат?).

Состав 49 зерен самородных МПГ и их агрегатов с микронными включениями сульфидов и сульфидарсенидов ЭПГ изучен с помощью EPMA (рис. 2, табл. 1–3).

Изоферроплатина, наиболее часто встречающийся МГСП в нашей коллекции, кроме платины и железа содержит изоморфные примеси всех платиноидов, медь и никель (табл. 1).

По составу изоферроплатина с небольшим дефицитом ЭПГ соответствует формализованной формуле $\text{Pt}_{3-x}\text{Fe}_{1+x}$, где x варьирует от 0.015 до 0.471 при $\mu = 0.152$ и $\sigma = 0.087$. Высокие значения x свидетельствуют о присутствии криптоагрегатов изоферроплатины с тетраферроплатиной [14]. На вероятностном бланке по концентрации Ir зерна изоферроплатины делятся на 3 группы: 1) $\text{Ir} > 1.5$ мас. % (15 % зерен); 2) $1.5 > \text{Ir} > 0.62$ мас. % (28 % зерен) и 3) $\text{Ir} < 0.62$ мас. % (57 % зерен), по концентрации Pd – на 3 группы: 1) $\text{Pd} > 0.74$ мас. % (38 % зерен); 2) $0.74 > \text{Pd} > 0.25$ мас. % (44 % зерен); 3) $\text{Pd} < 0.25$ мас. % (18 % зерен), а для Rh характерно одномодальное распределение. В отдельных зернах изоферроплатины наблюдается каемчатая зональность состава ЭПГ (рис. 2, табл. 1).

Рутениридосмин (Os, Ir, Ru, Pt), самородный иридий (Ir, Os, Pt, Ru, Rh) и самородная платина (Pt, Ir, Rh, Ru, Os)* являются типоморфными для ряда ультрамафитовых пород. Они встречаются в качестве самостоятельных минеральных индивидов и в агрегатах с изоферроплатиной. В зернах изоферроплатины месторождения Поперечное самородные минералы на основе осмия, иридия, рутения и платины встречаются в виде включений (табл. 2). Рутениридосмин и самородный осмий образуют таблитчатые включения (рис. 2, а, б). При этом в рутениридосмине на краю зерен снижается содержание Ru (табл. 2; 3.4к, 5.14к), а в самородном осмии (Os, Ir) концентрация Ir варьирует от 0.66 до 11.42 мас. % при постоянной примеси

*В скобках элементы расположены в порядке убывания их концентрации.

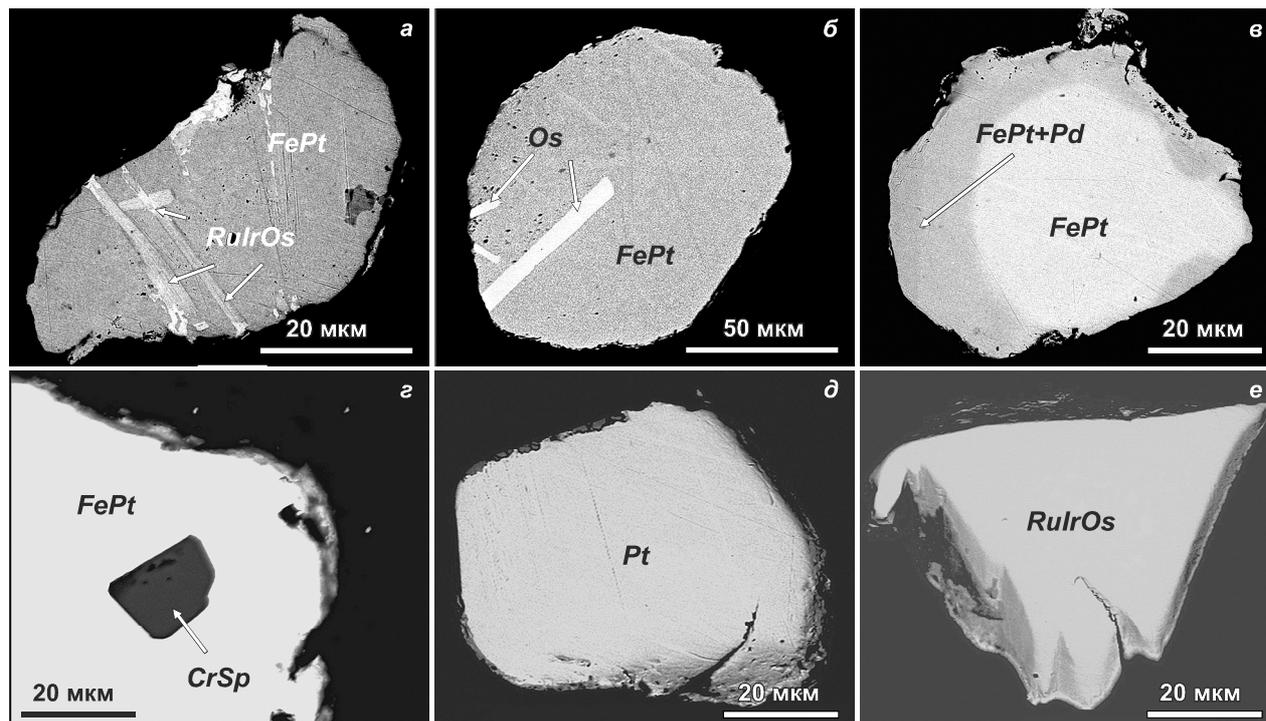


Рис. 2. Микрофото МПГ.

a, б – изоферроплатина с пластинчатыми включениями рутениридосмина (*a*, обр. 3.4, табл. 1, 2) и самородного осмия (*б*, обр. 3.10, табл. 1, 2), *в* – палладистая изоферроплатина с увеличенным содержанием Pd в краевой части (обр. 4.6, табл. 1), *г* – изоферроплатина с включением хромшпинелида (обр. 1.1, табл. 1), *д* – самородная платина (обр. 2.6, табл. 2), *е* – рутениридосмин (обр. 2.5, табл. 2). *Pt* – самородная платина (Pt, Ir, Rh, Ru, Os), *FePt* – изоферроплатина, *RuIrOs* – рутениридосмин (Os, Ir, Ru, Pt), *Os* – самородный осмий, *CrSp* – хромшпинелид.

Ru, Pt и Rh до первых процентов по каждому элементу (табл. 2).

На поверхности зерен изоферроплатины и в качестве микровключений в них установлены сульфиды (лаурит, боуит, купроирит, купрородсит), сульфоселениды (холлингуортит), новые минеральные фазы (Ir, Rh, Os)₇(S, As)₁₃ и (Rh, Ir, Ru)₇(S, As)₁₃, и интерметаллид Pd₃(Sb, As) (табл. 3).

В изоферроплатине образца 1.1 встречено включение хромшпинелида нормативного состава Mg(Cr, Al)₂O₄ 65.29 %; FeFe₂O₄ 31.15 %; Fe₂TiO₄ 3.13 %, при соотношении (ат. %) Al/Cr/Fe⁺³ = 12.66/54.75/32.59.

ОБСУЖДЕНИЕ

По минералого-геохимическим и генетическим классификациям распространенные в эксплозивных брекчиях месторождения Поперечное МПГ являются производными пород ультрамафитовых формаций [16, 17, 23]. Ультраосновные породы с ЭПГ-минерализацией (в том числе россыпной) на Дальнем Востоке России могут быть подразделены на следующие типы: 1) мантийных дунит-перидотитовых тектонитов с кумулятивными магматическими образова-

ниями офиолитов [8–10, 15–17]; 2) островодужных габбро-пироксенит-дунитовых массивов складчатых областей [16–21]; 3) щелочно-ультраосновных массивов кристаллических щитов [14, 16, 17, 22–24, 26]. Основным критерием отнесения МПГ месторождения Поперечное к тому или иному типу является типоморфная ассоциация платиновых минералов и особенности их химического состава. В этом отношении прежде всего следует отметить присутствие в дациандезитовых брекчиях рутениридосмина (Os, Ir, Ru, Pt), самородных иридия (Ir, Os, Pt, Ru, Rh) и платины (Pt, Ir, Rh, Ru, Os) (табл. 3), которые не являются характерными минералами для зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов складчатых областей и щелочно-ультраосновных массивов кристаллических щитов. Такие многокомпонентные твердые растворы Os, Ir, Ru и Pt пользуются наибольшим распространением в жильных пироксенитах, в меньшей степени – в гацбургитах и дунитах среди мантийных перидотитов офиолитов Майницкого террейна Корякского нагорья [9, 10, 15]. Корякское нагорье является частью северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса и представляет собой аккреционный комплекс с широким развитием террейнов покровно-чешуйчатого

Таблица 1. Химические составы зерен изоферроплатины из флюидно-взрывчатых брикетов месторождения Поперечное (мас. %).

№обр.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
1.1ц	86.0	1.41	0.08	0.09	1.11	0.40	10.0	0.88	0.17	100.1
1.1к	84.4	1.21	0.11	0.06	1.14	0.53	9.9	0.81	0.13	98.3
1.1к	85.5	1.38	0.12	0.07	1.08	0.56	10.3	0.84	0.19	100.1
1.2ц	82.1	3.17	0.26	0.00	1.78	0.60	10.3	0.96	0.52	99.7
1.2к	82.9	2.91	0.11	0.02	1.64	0.57	10.6	1.05	0.46	100.3
1.2к	80.8	2.89	0.13	0.08	1.44	0.47	10.7	1.00	0.46	98.0
1.3ц	88.3	0.07	0.14	0.00	0.60	1.32	9.1	0.85	0.08	100.5
1.3к	87.7	0.07	0.18	0.00	0.59	1.33	9.2	0.82	0.17	100.1
1.3к	87.5	0.01	0.16	0.02	0.56	1.23	9.3	0.89	0.10	99.8
1.5ц	88.1	0.13	0.14	0.00	0.58	0.31	9.5	0.96	0.15	99.9
1.5к	88.5	0.17	0.10	0.00	0.65	0.42	9.4	0.89	0.12	100.3
1.5к	86.2	0.09	0.16	0.00	0.64	0.28	9.4	0.86	0.10	97.7
1.6ц	87.2	0.00	0.10	0.00	0.42	2.65	9.0	0.56	0.04	100.0
1.6ц	86.9	0.00	0.13	0.00	0.41	2.46	9.4	0.51	0.08	99.9
1.6к	86.7	0.00	0.14	0.00	0.37	2.41	9.2	0.57	0.08	99.5
1.7ц	87.9	0.32	0.15	0.00	0.89	0.35	9.5	0.61	0.25	100.0
1.7к	89.3	0.02	0.15	0.01	0.65	0.19	9.1	0.50	0.29	100.2
1.7к	88.8	0.24	0.10	0.00	0.75	0.28	9.1	0.45	0.30	100.0
2.1ц	87.8	1.26	0.15	0.00	0.83	0.38	8.6	1.05	0.10	100.2
2.1ц	87.7	1.30	0.07	0.00	0.78	0.26	8.9	0.99	0.10	100.1
2.1к	87.3	1.17	0.11	0.00	0.66	0.38	9.5	0.66	0.23	100.0
2.2ц	89.2	0.00	0.09	0.00	0.41	0.34	9.3	0.30	0.34	100.0
2.2к	89.0	0.00	0.15	0.03	0.41	0.41	9.4	0.32	0.28	100.0
2.2к	88.9	0.00	0.12	0.00	0.42	0.44	9.5	0.30	0.31	100.0
2.3ц	83.8	0.11	0.05	0.00	0.50	5.06	9.8	0.67	0.05	100.1
2.3к	82.9	0.00	0.15	0.06	0.43	5.72	9.6	1.20	0.06	100.1
2.3к	85.6	0.00	0.10	0.00	0.45	3.70	9.3	0.78	0.08	100.0
2.4ц	87.7	0.22	0.12	0.03	1.14	0.41	8.8	1.32	0.13	99.9
2.4ц	88.2	0.14	0.17	0.05	1.11	0.24	8.8	1.27	0.09	100.0
2.4к	88.2	0.05	0.15	0.01	1.10	0.31	8.9	1.23	0.12	100.1
2.4к	87.8	0.17	0.10	0.03	1.10	0.38	9.0	1.29	0.15	100.1
3.1ц	84.80	0.11	0.06	0.01	1.59	0.30	9.43	1.17	0.98	98.5
3.1к	86.47	0.03	0.01	0.00	1.33	0.29	9.77	1.11	1.03	100.1
3.4ц	81.67	6.60	0.40	0.06	1.48	0.19	8.61	0.85	0.39	100.1
3.4к	83.72	5.05	0.20	0.03	1.27	0.25	8.53	0.71	0.47	100.03
3.5ц	84.4	3.08	0.11	0.00	1.41	0.25	10.1	0.44	0.20	100.0
3.5ц	84.4	3.32	0.08	0.02	1.38	0.18	10.0	0.44	0.19	100.1
3.5к	84.3	2.88	0.18	0.00	1.37	0.20	10.4	0.42	0.26	100.0
3.6ц	89.2	0.00	0.10	0.02	0.45	0.25	9.8	0.17	0.12	100.0
3.6к	88.9	0.00	0.14	0.00	0.42	0.28	10.0	0.20	0.07	100.0
3.6к	88.8	0.00	0.10	0.02	0.38	0.28	10.2	0.22	0.13	100.0
3.7ц	84.6	0.00	0.15	0.00	0.43	0.93	11.7	0.93	1.25	100.0
3.7к	84.9	0.00	0.08	0.00	0.38	0.83	11.5	0.98	1.31	100.0
3.7к	84.2	0.00	0.07	0.00	0.41	0.85	12.2	1.02	1.37	100.1
3.8ц	86.3	0.10	0.19	0.02	0.89	1.21	9.9	1.06	0.29	100.0
3.8ц	86.2	0.19	0.12	0.07	0.77	1.23	10.1	1.06	0.21	100.0
3.8к	86.5	0.08	0.18	0.07	0.82	1.28	10.1	0.98	0.18	100.2
3.8к	86.3	0.04	0.12	0.10	0.84	1.18	10.4	0.94	0.27	100.2
3.10ц	86.1	0.20	0.16	0.00	0.55	3.59	8.4	1.06	0.06	100.1

Таблица 1. (Продолжение).

№ обр.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
3.10к	86.3	0.00	0.13	0.00	0.50	3.69	8.4	1.02	0.07	100.1
3.11ц	86.0	1.45	0.13	0.00	1.37	0.67	9.2	1.05	0.18	100.0
3.11к	86.8	1.32	0.14	0.00	0.81	0.62	9.4	0.92	0.14	100.1
3.13ц	88.4	0.19	0.09	0.01	0.69	0.78	9.0	0.69	0.06	99.9
3.13к	88.8	0.00	0.17	0.00	0.55	0.74	8.9	0.78	0.08	100.0
3.13к	88.6	0.05	0.20	0.03	0.55	0.75	8.9	0.85	0.06	100.0
3.14ц	86.2	1.26	0.18	0.00	1.45	0.52	9.5	0.68	0.22	100.0
3.14к	86.2	1.14	0.23	0.00	1.26	0.49	9.9	0.63	0.27	100.1
3.14к	86.2	1.34	0.19	0.00	1.29	0.49	9.6	0.72	0.27	100.1
3.15ц	84.6	0.27	0.12	0.00	1.41	0.33	11.7	1.06	0.62	100.0
3.15к	84.6	0.32	0.15	0.00	1.45	0.40	11.5	1.08	0.60	100.1
3.15к	85.2	0.29	0.15	0.00	1.30	0.32	11.2	1.06	0.62	100.1
3.16ц	88.3	0.00	0.06	0.00	0.40	0.06	9.3	0.81	1.20	100.1
3.16к	88.2	0.00	0.11	0.00	0.45	0.02	9.2	0.83	1.25	100.1
3.16к	87.6	0.00	0.10	0.03	0.45	0.09	9.3	0.87	1.26	99.7
3.17ц	83.6	1.52	0.12	0.15	1.91	0.26	10.7	1.56	0.29	100.1
3.17к	83.5	1.46	0.15	0.22	1.88	0.22	10.7	1.60	0.29	100.1
3.17к	83.4	1.53	0.17	0.17	1.90	0.14	10.9	1.57	0.31	100.1
3.18ц	88.42	0.08	0.20	0.21	0.81	0.61	8.77	0.64	0.15	99.2
3.18ц	88.81	0.58	0.56	0.00	0.66	0.47	8.01	0.65	0.27	98.7
3.18к	89.05	0.04	0.06	0.17	0.43	0.31	8.30	0.69	0.00	100.01
4.6ц	82.9	0.00	0.13	0.00	0.39	6.80	9.6	0.32	0.04	100.1
4.6к	71.0	0.00	0.09	0.00	0.44	17.10	10.4	0.97	0.18	100.1
4.6к	69.1	0.00	0.12	0.00	0.46	18.72	10.5	1.06	0.17	100.2
4.6ц	83.1	0.00	0.14	0.00	0.42	6.58	9.5	0.37	0.07	100.1
4.7ц	83.8	1.26	0.11	0.07	1.84	0.32	10.7	1.27	0.73	100.1
4.7 к	83.6	1.07	0.15	0.05	1.79	0.35	10.9	1.44	0.66	100.1
4.7к	83.6	1.15	0.12	0.12	1.80	0.38	10.8	1.35	0.69	100.1
4.8ц	86.11	0.08	0.12	0.01	0.82	0.68	10.24	2.05	0.09	100.0
4.8к	86.00	0.04	0.06	0.00	1.33	0.84	9.71	1.82	0.30	100.0
4.9	86.2	0.00	0.12	0.02	1.17	0.44	9.8	2.02	0.21	100.0
4.9к	86.0	0.00	0.13	0.01	1.20	0.41	10.1	1.90	0.26	100.0
4.9к	86.4	0.00	0.09	0.00	1.18	0.36	10.0	2.01	0.16	100.2
4.10	86.9	1.28	0.51	0.12	1.05	0.49	8.2	0.74	0.08	99.4
4.10к	87.0	0.69	0.16	0.11	1.27	0.52	8.6	0.77	0.06	99.2
5.1ц	89.2	0.05	0.07	0.04	0.40	0.56	9.6	0.12	0.10	100.1
5.1к	89.3	0.00	0.06	0.00	0.44	0.43	9.6	0.16	0.08	100.1
5.1к	88.9	0.00	0.13	0.00	0.43	0.56	9.9	0.06	0.11	100.0
5.4ц	85.2	1.10	0.16	0.00	0.64	0.66	10.9	0.68	0.64	100.0
5.4к	85.5	1.11	0.15	0.00	0.65	0.53	10.9	0.60	0.63	100.1
5.4к	85.9	0.86	0.19	0.00	0.65	0.66	10.7	0.60	0.65	100.2
5.5ц	88.4	0.00	0.07	0.00	0.44	0.59	9.6	0.54	0.35	100.0
5.5к	88.4	0.00	0.18	0.00	0.45	0.57	9.6	0.42	0.32	100.0
5.5к	88.3	0.00	0.18	0.03	0.38	0.57	9.6	0.53	0.33	99.9
5.6ц	87.5	1.15	0.07	0.05	1.09	0.63	9.3	0.34	0.11	100.2
5.6к	87.8	0.93	0.12	0.01	1.13	0.59	9.2	0.25	0.13	100.1
5.6к	88.0	0.65	0.14	0.00	0.88	0.69	9.3	0.29	0.09	100.0
5.9ц	81.7	5.99	0.04	0.07	1.72	0.23	9.6	0.47	0.15	100.0
5.9к	83.5	4.20	0.09	0.02	0.82	0.28	10.3	0.57	0.27	100.1

Таблица 1. (Окончание).

№ обр.	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
5.9к	85.2	2.21	0.15	0.03	0.69	0.38	10.4	0.63	0.21	99.9
5.10ц	84.8	2.23	0.19	0.00	1.57	1.14	9.5	0.45	0.14	100.1
5.10к	86.7	1.74	0.18	0.00	0.66	0.79	9.3	0.36	0.21	100.0
5.10к	87.2	1.54	0.20	0.01	0.56	0.69	9.3	0.31	0.22	100.1
5.11ц	87.9	0.25	0.16	0.02	0.48	1.05	8.9	1.28	0.12	100.1
5.11к	88.0	0.22	0.13	0.02	0.50	0.94	9.0	1.08	0.19	100.0
5.11к	88.8	0.23	0.16	0.01	0.50	0.53	8.9	0.71	0.10	100.0
5.12ц	89.9	0.00	0.12	0.00	0.50	0.19	8.8	0.33	0.08	99.9
5.12к	89.7	0.00	0.06	0.00	0.46	0.21	9.1	0.35	0.17	100.1
5.12к	89.8	0.00	0.11	0.00	0.43	0.24	9.0	0.28	0.14	100.0
5.13ц	87.4	0.97	0.23	0.00	0.72	0.86	8.4	1.21	0.29	100.0
5.13к	88.2	0.81	0.30	0.00	0.67	0.68	8.4	0.66	0.21	100.0
5.13к	88.0	0.99	0.12	0.00	0.70	0.68	8.2	1.15	0.24	100.0
5.14ц	85.4	1.73	0.13	0.27	1.78	0.33	9.6	0.69	0.17	100.1
5.14к	84.9	1.90	0.15	0.22	1.89	0.43	9.7	0.63	0.21	100.1
6.1ц	83.7	3.06	0.16	0.09	1.05	0.14	10.3	1.39	0.25	100.1
6.1к	83.5	3.25	0.18	0.10	1.21	0.25	9.9	1.40	0.21	100.1
6.1к	83.5	3.19	0.08	0.09	1.13	0.25	10.0	1.37	0.23	99.8
6.2ц	88.5	0.63	0.07	0.00	0.51	0.42	9.3	0.44	0.14	100.0
6.2ц	88.8	0.68	0.09	0.00	0.43	0.31	9.3	0.36	0.10	100.1
6.2к	88.9	0.02	0.08	0.00	0.42	0.48	9.6	0.45	0.16	100.0
6.2к	88.9	0.07	0.15	0.00	0.51	0.46	9.4	0.35	0.12	100.0
6.3ц	85.7	3.35	0.09	0.00	0.54	0.32	9.0	1.04	0.11	100.1
6.3к	86.2	3.01	0.12	0.00	0.58	0.31	9.1	0.71	0.11	100.1
6.3к	85.6	3.15	0.18	0.03	0.59	0.39	9.0	1.02	0.12	100.0
6.4ц	89.4	0.87	0.18	0.00	0.47	0.00	8.7	0.48	0.02	100.0
6.4к	89.3	0.88	0.17	0.00	0.51	0.00	8.8	0.49	0.06	100.1
6.4к	89.1	0.97	0.15	0.00	0.54	0.00	8.9	0.35	0.00	100.0
6.4к	88.4	0.84	0.06	0.00	0.43	0.00	9.4	0.38	0.10	99.6
6.6ц	87.0	0.00	0.10	0.02	0.78	2.07	9.1	1.06	0.02	100.1
6.6к	87.7	0.00	0.07	0.00	0.84	1.83	8.8	0.86	0.03	100.1
6.6к	87.2	0.00	0.10	0.00	0.89	1.97	9.2	0.78	0.03	100.1
6.8ц	86.6	0.91	0.22	0.09	1.22	0.13	9.7	0.90	0.23	100.0
6.8к	86.8	0.91	0.07	0.02	1.18	0.16	9.8	0.87	0.23	100.0
6.8к	87.1	0.79	0.10	0.04	1.15	0.14	9.8	0.81	0.20	100.1
6.9ц	87.7	0.32	0.17	0.00	0.86	0.51	9.5	0.60	0.27	100.0
6.9к	87.8	0.29	0.12	0.02	0.83	0.46	9.6	0.66	0.31	100.1
6.9к	87.9	0.44	0.05	0.00	0.86	0.50	9.5	0.58	0.29	100.1
μ	86.67	0.88	0.14	0.03	0.87	0.69	9.58	0.81	0.27	99.95
σ	2.01	1.25	0.07	0.05	0.44	0.88	0.78	0.41	0.28	0.38

Примечание. ц – анализы сделаны в центральных, к – в краевых частях зёрен. Образец 4.6 в подсчете μ и σ не учитывался. Здесь и далее: μ – среднее значение, σ – стандартное отклонение.

строения [1, 38]. Присутствующие здесь офиолиты формировались в течение всего фанерозоя. Массивы Майницкого террейна (Красногорский, Среднегорский, Чирынайский, Елистратовский, Длинногорский и Куольский, серпентиниты в составе Ягельного, Чирынайского и Верхне-Хатырского меланжей) по гео-

динамическим обстановкам формирования относятся к супрасубдукционному клину на разных стадиях развития островодужных структур. По совокупности ряда признаков (прежде всего по составу породообразующих минералов) дунит-гарцбургитовые комплексы Красногорского, Среднегорского и Чирынайского

Таблица 2. Химические составы самородных минералов осмия, иридия и платины.

Минерал	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма
Рутениридосмин (Os,Ir,Ru,Pt)											
Обр. 2.5	3	<u>0.24</u>	<u>39.56</u>	<u>52.94</u>	<u>7.51</u>	<u>0.14</u>	<u>0.14</u>	<u>0.09</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>100.6</u>
		0.22	36.48	49.33	13.17	0.24	0.23	0.29	0.00	0.03	100.0
Обр. 3.4ц	2	<u>3.81</u>	<u>29.41</u>	<u>52.44</u>	<u>14.57</u>	<u>0.30</u>	<u>0.00</u>	<u>0.31</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.8</u>
		3.25	25.47	45.88	23.99	0.49	0.00	0.92	0.00	0.00	100.0
Обр. 3.4к	2	<u>2.93</u>	<u>18.00</u>	<u>72.77</u>	<u>5.39</u>	<u>0.16</u>	<u>0.00</u>	<u>0.08</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>99.3</u>
		2.74	17.10	69.87	9.74	0.28	0.00	0.26	0.00	0.00	100.0
Обр. 5.14ц	2	<u>3.50</u>	<u>27.94</u>	<u>49.62</u>	<u>18.03</u>	<u>1.53</u>	<u>0.00</u>	<u>0.06</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.7</u>
		2.90	23.50	42.18	28.84	2.40	0.00	0.17	0.00	0.00	100.0
Обр. 5.14к	3	<u>2.51</u>	<u>18.15</u>	<u>72.33</u>	<u>7.03</u>	<u>0.76</u>	<u>0.01</u>	<u>0.06</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.9</u>
		2.27	16.69	67.22	12.30	1.31	0.02	0.19	0.00	0.00	100.0
Самородный осмий (Os,Ir)											
Обр. 2.4	1	<u>3.23</u>	<u>0.10</u>	<u>95.43</u>	<u>0.39</u>	<u>0.41</u>	<u>0.24</u>	<u>0.00</u>	<u>0.20</u>	<u>0.00</u>	<u>100.0</u>
		3.11	0.10	94.30	0.73	0.75	0.42	0.00	0.59	0.00	100.0
Обр. 3.10	3	<u>0.66</u>	<u>1.44</u>	<u>98.54</u>	<u>0.13</u>	<u>0.22</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>101.0</u>
		0.64	1.41	97.31	0.24	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	100.0
Обр. 3.11ц	2	<u>1.69</u>	<u>11.45</u>	<u>85.51</u>	<u>0.89</u>	<u>0.37</u>	<u>0.01</u>	<u>0.06</u>	<u>0.00</u>	<u>0.02</u>	<u>100.0</u>
		1.63	11.20	84.55	1.66	0.68	0.02	0.20	0.00	0.06	100.0
Обр. 3.11к	2	<u>1.57</u>	<u>14.71</u>	<u>80.92</u>	<u>2.21</u>	<u>0.58</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>100.0</u>
		1.50	14.23	79.10	4.07	1.05	0.00	0.03	0.00	0.03	100.0
Обр. 3.15	1	<u>2.84</u>	<u>0.66</u>	<u>94.61</u>	<u>0.77</u>	<u>0.84</u>	<u>0.00</u>	<u>0.29</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.0</u>
		2.71	0.64	92.73	1.42	1.52	0.00	0.97	0.00	0.00	100.0
Обр. 4.7	1	<u>1.39</u>	<u>11.42</u>	<u>84.28</u>	<u>1.87</u>	<u>1.01</u>	<u>0.00</u>	<u>0.03</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.0</u>
		1.32	11.03	82.28	3.44	1.82	0.00	0.10	0.00	0.00	100.0
Обр. 4.7	1	<u>2.79</u>	<u>2.95</u>	<u>92.55</u>	<u>1.62</u>	<u>0.78</u>	<u>0.04</u>	<u>0.11</u>	<u>0.00</u>	<u>0.03</u>	<u>100.9</u>
		2.64	2.83	89.66	2.95	1.40	0.07	0.36	0.00	0.09	100.0
Обр. 4.10	2	<u>3.45</u>	<u>5.80</u>	<u>90.86</u>	<u>0.56</u>	<u>0.09</u>	<u>0.00</u>	<u>0.16</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.9</u>
		3.31	5.64	89.32	1.04	0.16	0.00	0.54	0.00	0.00	100.0
Обр. 5.6ц	1	<u>2.41</u>	<u>11.00</u>	<u>84.91</u>	<u>1.05</u>	<u>0.51</u>	<u>0.06</u>	<u>0.07</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>100.0</u>
		2.32	10.73	83.70	1.95	0.93	0.11	0.24	0.00	0.03	100.0
Обр. 5.6к	2	<u>2.55</u>	<u>10.53</u>	<u>85.29</u>	<u>1.00</u>	<u>0.52</u>	<u>0.00</u>	<u>0.09</u>	<u>0.00</u>	<u>0.01</u>	<u>100.0</u>
		2.45	10.28	84.13	1.86	0.95	0.00	0.30	0.00	0.03	100.0
Самородный иридий (Ir,Os,Pt,Ru,Rh)											
Обр. 5.9	2	<u>8.49</u>	<u>60.56</u>	<u>24.5</u>	<u>4.16</u>	<u>3.02</u>	<u>0.00</u>	<u>0.06</u>	<u>0.00</u>	<u>0.00</u>	<u>100.8</u>
		7.79	56.37	23.04	7.36	5.25	0.00	0.19	0.00	0.00	100.0
Самородная платина (Pt,Ir,Rh,Ru,Os)											
Обр. 2.6ц	2	<u>64.30</u>	<u>15.29</u>	<u>5.80</u>	<u>4.29</u>	<u>4.93</u>	<u>0.02</u>	<u>4.84</u>	<u>0.32</u>	<u>0.33</u>	<u>100.1</u>
		52.53	12.68	4.86	6.76	7.63	0.03	13.81	0.80	0.90	100.0
Обр. 2.6к	3	<u>65.47</u>	<u>14.55</u>	<u>5.06</u>	<u>4.20</u>	<u>4.72</u>	<u>0.14</u>	<u>4.85</u>	<u>0.27</u>	<u>0.40</u>	<u>99.7</u>
		53.74	12.12	4.26	6.65	7.34	0.21	13.91	0.68	1.09	100.0

Примечание. В числителе содержание в мас. %, в знаменателе в ат. %. Обр. 2.5. 2.6 – минеральные индивиды, остальные – включения в изоферроплатине и агрегаты с ней. ц – центральная область, к – краевая область зерен. n – число анализов.

массивов являются наиболее истощенными представителями перидотитовых комплексов офиолитов SSZ-типа, а локализованные в них многочисленные хромитовые рудопроявления – наиболее насыщенными различными классами МПГ [9, 15, 17].

Подобные многокомпонентные самородные минералы ЭПГ на Дальнем Востоке были установлены как новый минералого-геохимический тип в россыпях среди ультрамафитов хребта Пекульней (Центральная Чукотка) [13, 16, 17]. Минеральные

Таблица 3. Химические составы включений сульфидов, сульфосарсенидов, интерметаллида Pd и Sb в изоферроплатине (мас. %).

№ обр.	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	S	As	Sb	Сумма
3.4	1	1.88	4.78	7.51	51.37	0.00	0.00	0.00	0.00	34.46	0.00	0.00	100.0
							Лаурит (Ru,Os)S ₂						
3.14	2	0.63	21.28	0.00	0.00	50.41	0.00	0.00	0.00	27.40	0.00	0.00	99.7
							Боуит (Rh.Pt) ₂ S ₃						
5.6	2	2.46	45.14	0.00	0.00	14.62	0.00	2.76	10.00	25.04	0.00	0.00	100.0
							Купроирисит (Cu.Fe)(Ir.Rh.Pt) ₂ S ₄						
5.9	2	8.00	23.34	0.56	0.00	28.71	0.00	3.89	8.27	26.61	0.00	0.00	99.4
							Купродорисит (Cu,Fe)(Rh,Ir,Pt) ₂ S ₄						
3.6	2	1.73	8.40	0.39	0.00	43.44	0.81	0.00	0.00	14.20	31.05	0.00	100.0
							Холлингуортит (Rh,Ir,Pt,Pd)AsS						
2.2	3	0.00	42.80	12.22	0.00	10.33	0.00	0.00	0.00	13.65	21.09	0.00	100.1
							(Ir,Rh,Os) ₇ (S,As) ₁₃						
3.7	2	2.31	32.78	1.05	5.43	18.18	0.13	0.00	0.00	14.61	25.74	0.00	100.2
							(Rh,Ir,Ru) ₇ (S,As) ₁₃						
5.10	2	2.88	0.00	0.00	0.00	0.00	72.27	0.00	0.00	0.00	3.09	21.76	100.0
							Pd ₃ (Sb,As)						

Примечание. n – число анализов.

срастания, включения оксидов и силикатов в МПГ указывают здесь на то, что их коренными источниками были, главным образом, пироксениты. Ультрамафиты хребта Пекульней отличает широкое развитие гранат-клинопироксеновых парагенезисов, с которыми ассоциируют дуниты, перидотиты, оливиновые и шпинелевые пироксениты наряду с метагабброидами, а также гранат-роговообманково-клинопироксеновые и цоизит(клиноцоизит)-гранат-роговообманковые породы, индикаторные для высокобарических комплексов [2, 31–33]. Формирование этих кумулятивных ультрамафитов происходило путем фракционирования обводненного высокомагнезиального расплава, равновесного с надсубдукционными мантийными гарцбургитами в широком интервале температур при давлении 11–13 кбар в обстановке фундамента энсиалической островной дуги [3]. В пределах Малохинганского террейна шток гранатовых перидотитов интродуцирует раннепалеозойский массив гранитов биробиджанского комплекса в зоне их контакта с метаморфизованными карбонатными отложениями мурандавской свиты (рифей–венд) [7, 12].

В табл. 4 представлена типизация по содержанию примесных компонентов средних составов изоферроплатины в породах наиболее детально изученных массивов ультрамафитовых формаций Дальнего Востока, а в табл. 5 и на рис. 3 по содержанию этих компонентов сгруппированы средние составы изоферроплатины из взрывчатых брикетных месторождения Поперечное.

Анализ данных таблиц 2, 4 и 5 показывает, что химические составы изоферроплатины в взрывчатых брикетных месторождения Поперечное наиболее полно соответствуют составам изоферроплатины из Красногорского массива мантийных перидотитов в офиолитах Корякского нагорья. В первую очередь это сходство проявляется в присутствии среди них составов типоморфной ассоциации многокомпонентных твердых растворов Os, Ir, Ru и Pt (рис. 3, 4).

Как видно из рисунков, наибольшее количество зерен изоферроплатины из взрывчатых брикетных месторождения Поперечное попадают в группы I, II и III (рис. 3). Составы группы I располагаются в поле Кр 1 изоферроплатины флюидно-метаморфогенного генезиса из гарцбургитов Красногорского массива; группы II – в полях Кр 2 изоферроплатины флюидно-метаморфогенного генезиса из дунитов и Кр 3 – магматогенно-флюидно-метасоматического генезиса из жильных пироксенитов этого массива. Составы группы III локализируются в поле Кр 5 составов изоферроплатины магматогенного генезиса из хромититов железистых гарцбургитов и дунитов кумулятивного комплекса Красногорского массива (рис. 4). Пониженные содержания Ru, Os и Ir в изоферроплатине из взрывчатых брикетных месторождений (табл. 4, 5) объясняются температурным (более 1000 °С) воздействием расплава-хозяина дациандезитового состава. Исследования изменения состава МПГ россыпей показали, что прокаливание изоферроплатины на воздухе приводит к выносу из нее сначала Os и Ru, а затем Ir, Pd и Rh в виде летучих оксидов. В результате получается пористая самород-

Таблица 4. Типы изоферроплатины в породах массивов ультрамафитовых формаций Дальнего Востока (мас. %).

Тип	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма	x
Кн 1	16	87.8	0.37	0.24	0.04	1.08	0.70	8.4	0.74	0.07	99.4	0.033
Кн 2	37	86.7	2.25	0.29	0.05	0.48	0.22	8.9	0.70	0.16	99.8	0.085
Кн 3	21	89.3	0.35	0.37	0.04	1.12	0.97	6.7	0.81	0.06	99.7	-0.131
Кн 4	77	89.3	0.00	0.01	0.02	0.61	0.89	8.5	0.70	0.03	100.1	0.026
Гл 1	25	86.8	0.25	0.12	0.06	1.13	0.78	9.8	0.22	0.08	99.2	0.112
Гл 2	41	86.5	3.03	0.11	0.04	0.53	0.03	8.9	0.11	0.30	99.6	0.055
Гл 3	81	89.0	0.33	0.30	0.04	1.06	0.92	7.0	0.87	0.05	99.6	-0.100
Гл 4	5	86.5	0.00	0.00	0.06	0.92	1.10	9.4	0.38	0.02	98.4	0.092
Кр 1	17	83.3	1.76	0.47	0.81	1.67	0.79	8.4	2.09	0.54	99.8	0.161
Кр 2	30	82.5	2.69	0.83	0.95	2.41	0.42	8.4	0.99	0.40	99.6	0.063
Кр 3	111	83.3	2.59	0.56	0.64	2.86	0.41	8.5	0.65	0.11	99.6	0.013
Кр 4	21	85.1	1.50	0.42	0.66	2.55	0.65	8.2	0.88	0.09	100.1	0.007
Кр 5	255	85.2	0.39	0.33	0.23	2.30	1.56	8.6	0.88	0.09	99.6	0.046

Примечание. n – число химических анализов, x – значение «x» в формуле $(Pt, Ir, Rh, Pd, Os, Ru)_{3-x} (Fe, Cu, Ni)_{1+x}$.

Кн – полициклический многофазный зонально-кольцевой щелочно-ультраосновной массив Кондер: Кн 1 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt-тип в мелкозернистых дунитах; Кн 2 – флюидно-метаморфогенный Pt>Ir тип в шлирах хромшпинелидов в крупнозернистых рекристаллизованных дунитах; Кн 3 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt>Os тип в жильных и шлировых клинопироксенитах в дунитах; Кн 4 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt>Pd тип в метасоматитах по дунитам [22, 23, 25].

Гл – полициклический многофазный габбро-пироксенит-дунитовый массив Гальмознан: Гл 1 – магматогенный Pt тип в мелкозернистых дунитах; Гл 2 – флюидно-метаморфогенный Pt>Ir тип в крупнозернистых рекристаллизованных дунитах и хромититах; Гл 3 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt>Os тип в жильных и шлировых клинопироксенитах в дунитах; Гл 4 – магматогенный Pt тип в клинопироксенитах [18–21].

Кр – Красногорский массив мантийных перидотитов в офиолитах: Кр 1, 2 – флюидно-метаморфогенный Os-Ir-Ru тип в хромититах метаморфогенного комплекса; Кр 1 – гарцбургитов, Кр 2 – дунитов; Кр 3 – магматогенно-флюидно-метасоматический Ir-Os-Pt-Ru-тип в жильных пироксенитах, Кр 4 – магматогенно-флюидно-метасоматический Pt-тип в хромититах в метасоматически измененных дунитах; Кр 5 – магматогенный Pt-тип в хромититах в железистых гарцбургитах и дунитах кумулятивного комплекса [8, 9, 15, 17].

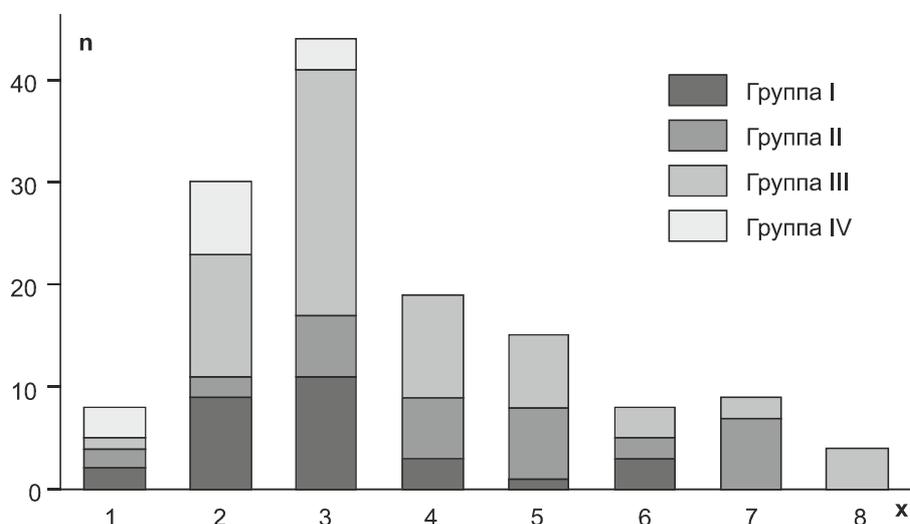


Рис. 3. Спарклайн-гистограмма значения x в формуле $(Pt, Ir, Rh, Pd, Os, Ru)_{3-x} (Fe, Cu, Ni)_{1+x}$ изоферроплатины групп I, II, III и IV из эксплозивных брекчий месторождения Поперечное: 1 – <0.05; 2 – 0.05–0.10; 3 – 0.10–0.15; 4 – 0.15–0.20; 5 – 0.20–0.25; 6 – 0.25–0.30; 7 – 0.30–0.35; 8 – >0.35.

n – число замеров (всего 136).

ная платина, которая при длительном пребывании на воздухе при температуре выше 1000 °С тоже начинает улетучиваться [17]. Это явление, по-видимому, аналогично улетучиванию чистых металлов платиновой группы при их прокаливании на воздухе. Наиболее

летучими являются Os, Ru > Ir, затем с некоторым отставанием идут Pd > Pt > Rh [6, 34, 40]. Вероятно, аналогичный процесс имел место и в самородных МПГ из эксплозивных брекчий месторождения Поперечное. При этом соотношения концентраций Ir, Pd и Rh

Таблица 5. Средние составы изоферроплатины из взрывчатых брикетных месторождения Поперечное (мас. %), сгруппированные по содержанию примесных компонентов.

Группа	n	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Pd	Fe	Cu	Ni	Сумма	x
I	29	86.9	1.14	0.16	0.02	0.93	0.59	9.4	0.67	0.23	100.0	0.125
	σ	1.26	0.37	0.09	0.03	0.30	0.16	0.74	0.26	0.16		
	κ	2.742	0.037	0.005	0.001	0.056	0.034	1.036	0.065	0.024	4	
Иц	10	86.6	1.27	0.18	0.03	1.03	0.62	9.3	0.75	0.21	100.0	0.121
Ик	17	87.0	1.06	0.15	0.02	0.86	0.57	9.5	0.62	0.24	100.1	0.131
II	32	84.8	2.33	0.13	0.06	1.26	0.30	10.0	0.92	0.27	100.0	0.198
	σ	2.30	1.23	0.05	0.07	0.49	0.14	0.64	0.39	0.18		
	κ	2.629	0.073	0.004	0.004	0.074	0.017	1.083	0.088	0.028	4	
IIц	5	83.8	3.61	0.11	0.04	1.28	0.30	9.9	0.81	0.23	100.1	0.179
IIк	10	84.1	3.16	0.14	0.03	1.10	0.33	10.1	0.88	0.26	100.0	0.201
III	63	87.8	0.08	0.12	0.01	0.69	0.61	9.7	0.81	0.30	100.1	0.169
	σ	1.45	0.10	0.04	0.02	0.29	0.45	0.80	0.43	0.34		
	κ	2.748	0.003	0.004	0.001	0.041	0.035	1.060	0.078	0.031	4	
IIIц	21	87.7	0.10	0.12	0.01	0.79	0.31	9.6	0.85	0.33	99.8	0.171
IIIк	25	87.5	0.06	0.13	0.02	0.59	0.99	9.7	0.78	0.29	100.1	0.165
IV	12	85.8	0.03	0.12	0.01	0.44	4.24	9.3	0.71	0.06	100.7	0.077
	σ	1.30	0.06	0.03	0.02	0.05	1.52	0.44	0.27	0.02		
	κ	2.651	0.001	0.004	0.001	0.026	0.240	1.004	0.067	0.006	4	
IVц	5	86.3	0.04	0.13	0.01	0.45	3.62	9.19	0.82	0.06	100.6	0.082
IVк	3	86.1	0.04	0.11	0.00	0.46	3.72	9.19	0.75	0.07	100.4	0.078
IVк2	2	70.7	0.00	0.10	0.00	0.45	17.9	10.5	1.01	0.17	100.8	0.115

Примечание. σ – центральная, κ – крайняя область зёрен изоферроплатины; κ – коэффициент атомарной формулы; x – значение «x» в формуле $(Pt, Ir, Rh, Pd, Os, Ru)_{3-x} (Fe, Cu, Ni)_{1+x}$.

во всех типах изоферроплатины из брикетных практически совпадают с такими соотношениями в изоферроплатине из пород Красногорского массива (рис. 4).

Несколько образцов зерен изоферроплатины в взрывчатых брикетных месторождения Поперечного формируют самостоятельную группу IV с повышенными содержаниями палладия при практическом отсутствии других ЭПГ (табл. 2, 5; рис. 3, 4). Примеры таких составов изоферроплатины, но с более высокими содержаниями Fe и Cu, известны в малосульфидных проявлениях пикродолеритов месторождения Норильск и Платрифа Бушвельдского комплекса (Южная Африка) [35, 54]. Не исключено, что единичные зерна изоферроплатины группы IV являются производными самих расплавов дациандезитового состава, в то время как изоферроплатина групп I, II и III и другие самородные минералы ЭПГ являются ксеногенными фазами в взрывчатых брикетных.

Следует отметить, что между всеми выделенными группами МПГ в взрывчатых брикетных нет признаков взаимосвязи. На это указывает отсутствие в изоферроплатине характерных псевдоморфоз и протоминералов ранних МПГ [17, 21, 23, 25]. Также не наблюдаются составы изоферроплатины с формализованной формулой $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$, характерные для щелочно-ультраосновных и габбро-пироксенит-дунитовых

массивов. Изоферроплатина $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ указывает на существование в ее составе криптоагрегатов с самородной платиной и собственно самородной платины (Pt, Fe) [14]. Поэтому изоферроплатину и другие самородные минералы ЭПГ месторождения Поперечное, по нашему мнению, не следует относить к производным островодужных габбро-пироксенит-дунитовых массивов складчатых областей и щелочно-ультраосновных массивов кристаллических щитов.

Состав включения хромшпинелида в образце изоферроплатины из взрывчатых брикетных (рис. 2) попадает в поле хромшпинелидов из кумулятивных железистых дунитов и хромититов Красногорского массива (рис. 5). Этот факт также свидетельствует о принадлежности по крайней мере части МПГ взрывчатых брикетных месторождения Поперечное к производным магматического комплекса мантийных перидотитов офиолитов.

По мнению [5, 27–30, 45], ксеногенные МПГ групп I, II и III попали в мобильный флюидонасыщенный дациандезитовый расплав непосредственно из ранних ультраосновных комплексов надсубдукционных обстановок (зональные массивы Урало-Аляскинского типа). В то же время, следует отметить, что большая часть изученных зерен МПГ взрывчатых брикетных месторождения Поперечное хорошо отсорти-

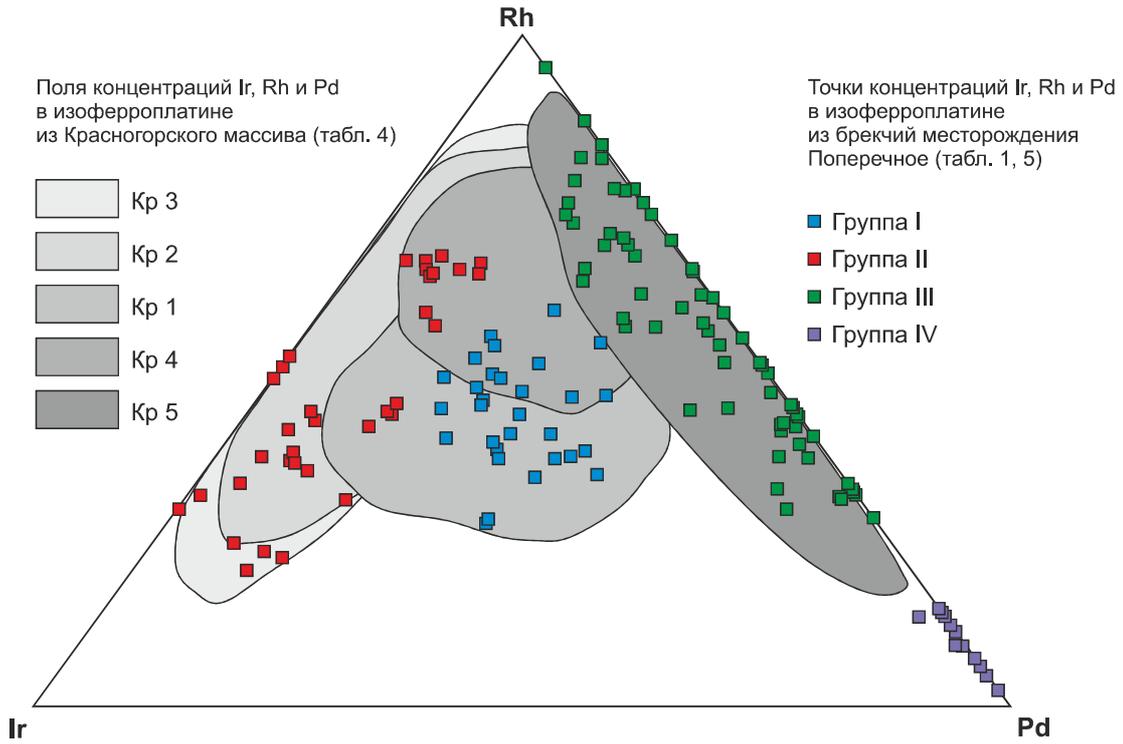


Рис. 4. Точки концентраций Ir, Rh и Pd в изоферроплатине из взрывных брекчий месторождения Поперечное на полях концентраций этих платиноидов в изоферроплатине из Красногорского массива [8, 9, 15, 17].

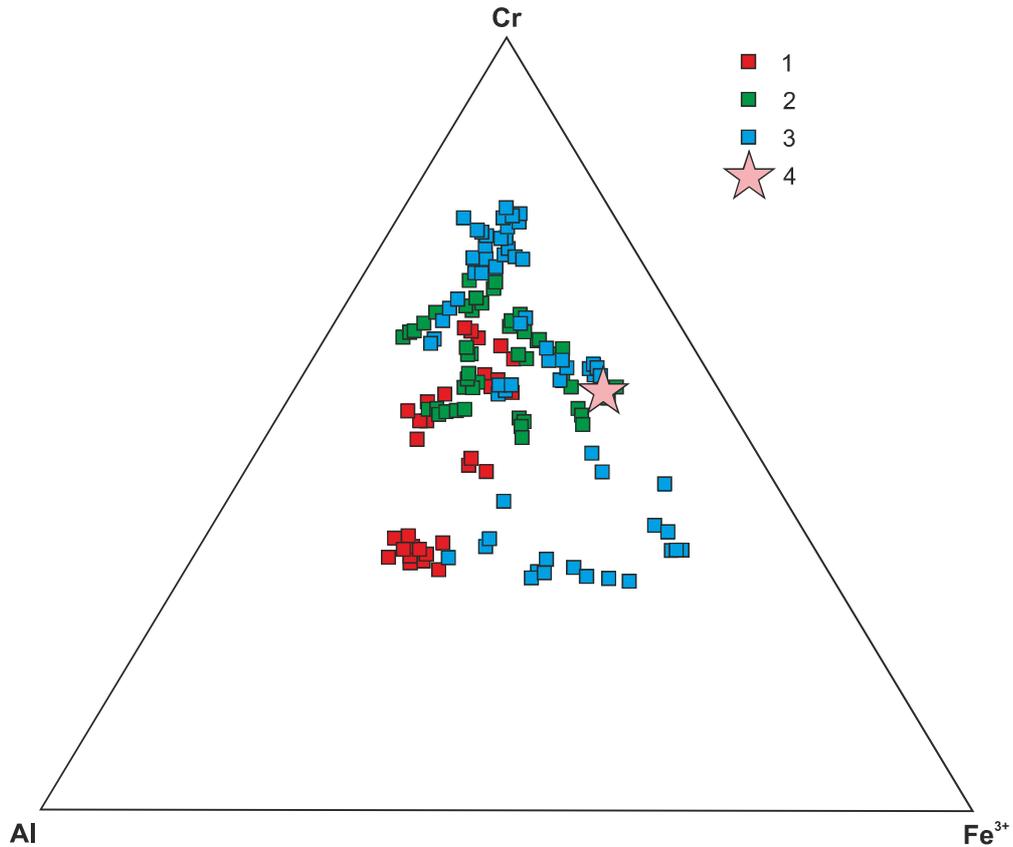


Рис. 5. Соотношения атомарных количеств Al, Cr и Fe^{3+} хромшпинелидов кумулятивных железистых гарцбургитов (1), железистых дунитов (2) и хромитов (3) Красногорского массива и включения хромшпинелида в изоферроплатине обр. 1.1 взрывных брекчий месторождения Поперечное (4).

рованы по размеру (0.05–0.1 мм), по весу (0.1–0.2 мг), по гидравлической крупности [17, 43] и по плотности самородных МПГ (отсутствуют зерна сульфидов ЭПГ и других более легких минералов ультраосновных пород). Морфология большинства зерен МПГ округлая, комковидная, редко кристаллическая с округленными ребрами граней, поверхность зерен сглаженная, с микронными кавернами и элементами наклепа. С одной стороны, эти признаки могут указывать на химическое растворение и механическую абразию зерен МПГ после попадания в агрессивный высококомбинильный флюидонасыщенный дациандезитовый расплав. С другой стороны, они могут свидетельствовать о возможности экстракции дациандезитовыми расплавами МПГ из промежуточного коллектора, сконцентрировавшего МПГ различных минералого-геохимических типов. Такой коллектор мог быть локализован в отложениях мурандавской свиты, ксенолиты пород которой представлены в брекчиях. В этом случае возраст МПГ из такого коллектора в результате температурного воздействия дациандезитового расплава мог «омолодиться» до значений 125 ± 21 млн лет [42], как это произошло у части МГСР на зонально-кольцевых щелочно-ультраосновных массивах Кондёр и Чад на Алданском щите (Аяно-Майский район Хабаровского края) [24, 26].

Близость ассоциаций МПГ из дациандезитовых брекчий к парагенезисам платиноидов в дунит-перидотитовых тектонитах (реститах) и жильных пироксенитах Майницкой зоны Корякского нагорья позволяет предположить принципиальную возможность одно-временного развития процессов магмогенерации и образования МПГ под энсиалическим островодужным сооружением Малого Хингана. Дунит-гарцбургитовые реститы, аналогичные мантийным перидотитам Майницкой офиолитовой зоны, и присутствующие в них жильные пироксениты (продукты мантийного метасоматоза и перколяции базальтовых магм) представляют собой вещество надсубдукционного мантийного клина. Этот гетерогенный, обогащенный благородными металлами мантийный клин мог служить источником первичных пикритовых или высокомагнезиальных андезитовых расплавов, давших при дифференциации дациандезитовые расплавы. Многочисленные минералого-геохимические данные свидетельствуют о существенном обогащении островодужной мантии платиноидами и золотом по сравнению с литосферной мантией других геодинамических обстановок [47, 48, 50]. Минералы платиновой группы в этом случае могут быть, аналогично ассоциациям высокобарических ксенокристов-мегакристов щелочно-базальтовых и

кимберлитовых магм, отторженцами вещества надсубдукционного мантийного клина, захваченного в процессе выплавления исходных магм [11, 37, 49]. В пользу этого говорит возможность возникновения поверхностных абразивных характеристик МПГ месторождения Поперечное вследствие химического и механического воздействия на них высококомбинильного дациандезитового расплава, на заключительной (брекчиевой) стадии своей эволюции насыщенного твердыми обломками вмещающих пород. В рамках данной петрологической модели раннемеловой возраст платины 125 ± 21 млн лет, скорее всего, отражает возраст метаморфогенно-метасоматических процессов в мантийном клине и связанных с ними процессов генерации первичных магм энсиалической островной дуги Малого Хингана. Следует также отметить, что именно с мезозойским магматизмом на Дальнем Востоке РФ связано большое количество месторождений благородных металлов [41].

ВЫВОДЫ

1. Проведены детальные исследования химического состава и структурных особенностей минералов платиновой группы из эксплозивных брекчий железомарганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Дальний Восток России). Показано, что среди самородных МПГ преобладает изоферроплатина (Pt, Ir, Rh, Pd, Os, Ru)_{3-x} (Fe, Cu, Ni)_{1+x}, где x варьирует от 0.015 до 0.471 при $\mu = 0.152$ и $\sigma = 0.087$. Меньше распространены рутениридосмин (Os, Ir, Ru, Pt), самородные иридий (Ir, Os, Pt, Ru, Rh), платина (Pt, Ir, Rh, Ru, Os) и осмий (Os, Ir). Редко в изоферроплатине и на поверхности ее зерен присутствуют микронные выделения лаурита, боуита, купроиридсита, купрородсита, холлингуортита, новых фаз (Ir, Rh, Os)₇(S, As)₁₃, (Rh, Ir, Ru)₇(S, As)₁₃ и $Pd_3(Sb, As)$.

2. Согласно минералого-геохимическим и генетическим классификациям МПГ из эксплозивных брекчий месторождения Поперечное являются производными пород ультрамафитовых формаций:

- жильных пироксенитов, гацбургитов и дунитов метаморфических и кумулятивных комплексов наиболее истощенных представителей перидотитов супрасубдукционного клина островодужных офиолитов;

- жильных пироксенитов кумулятивных высокобарических комплексов ультрамафитов основания энсиалической дуги и продуктов эволюции надсубдукционных мантийных расплавов.

3. Химические составы изоферроплатины эксплозивных брекчий месторождения Поперечное по содержанию платиноидов могут быть разделены на 3 группы: группа I – флюидно-метаморфогенного

генезиса из гарцбургитов, группа II – флюидно-метаморфогенного генезиса из дунитов и магматогенно-флюидно-метасоматического генезиса из жильных пироксенитов, группа III – магматогенного генезиса из хромититов дунитов кумулятивного комплекса. Группа IV с повышенными содержаниями палладия при практическом отсутствии других ЭПГ, возможно, является производной самой расплава дациандезитового состава, сформировавшего брекчии.

4. Обсуждаются три версии попадания ксеногенных МПГ I, II и III групп во флюидонасыщенный дациандезитовый расплав эксплозивных брекчий месторождения Поперечное:

- непосредственно из ранних ультраосновных комплексов надсубдукционных обстановок;
- из коллектора древних платинометалльных россыпей;
- из мантийного клина над мезозойской зоной субдукции в процессе генерации первичных островодужных магм, давших при дифференции дациандезитовые расплавы.

5. Две первые петрогенетические модели предполагают нарушение изотопной ^{190}Pt - ^4He системы зерен изоферроплатины в результате температурного воздействия дациандезитового расплава, что вызвало «омоложение» их возраста до значений 125 ± 21 млн лет. Третий геодинамический сценарий предполагает, что раннемеловой возраст изоферроплатины фиксирует процессы метаморфогенно-метасоматического преобразования дунит-гарцбургитового мантийного клина и, возможно, отвечает возрасту субдукционного магматизма на месторождении Поперечное в частности и в пределах складчатого сооружения Малого Хингана в целом.

6. Ассоциации МПГ в дациандезитовых брекчиях месторождения Поперечное представляют собой новый тип потенциально промышленной благороднометалльной минерализации на Дальнем Востоке России, а сами эксплозивные брекчии (флюидолиты) могут служить поисковым критерием для обнаружения коренных и россыпных месторождений платиноидов вулканогенно-эксплозивного генезиса на территории Российской Федерации.

Исследование осуществлено в рамках Госзадания ИТиГ ДВО РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда: проекты 22-17-00023 (полевые исследования, SEM-EDS, интерпретация) и 22-27-00342 (минералогия ЭПГ, EPMA, интерпретация) с использованием научного оборудования Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука. 1978. 122 с.
2. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекорковых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. 1. Петрография и минералогия // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 247–276.
3. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекорковых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. 2. Внутреннее строение блоков комплекса и тел ультрамафитов, геологическая и геодинамическая обстановка формирования пород // Петрология. 2013. Т. 21, № 4. С. 1–17.
4. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Источники и условия формирования железо-марганцевой минерализации Буреинского и Ханкайского массивов (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 4. С. 28–39.
5. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Генетические аспекты железо-марганцевой и благороднометалльной минерализации месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 43–57.
6. Васильева Е.В., Волкова Р.М., Захарова М.И. и др. Платина, ее сплавы и композиционные материалы. М.: Металлургия, 1980. 296 с.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
8. Дмитренко Г.Г. Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 134 с.
9. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. Ч. 1. Породообразующие минералы. 66 с.; Ч. 2. Минералы платиновых элементов. 60 с.
10. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А. Петрология и платиноносность лерцолитовых массивов Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 93 с.
11. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
12. Моисеенко В.Г., Дементенко А.И. Гранатовые перидотиты Малого Хингана и их благороднометалльная минерализация // Докл. АН. 2012. Т. 444, № 5. С. 545–548.
13. Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 935–939.
14. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология руд. месторождений. 1988. № 5. С. 47–58.
15. Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г. Минералогия платиноидов альпинотипных ультрамафитов // Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 144–167.
16. Мочалов А.Г. Россыпи платиновых металлов // Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Науч. мир, 1997. С. 127–165.

17. Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 296 с.
18. Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.Н., Власов Е.А. Минералогия и генезис «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. № 3. С. 212–238.
19. Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Назимова Ю.В., Перцев А.Н., Вильданова Е.Ю. Вариации состава «шлиховой платины» россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. № 6. С. 556–570.
20. Мочалов А.Г., Перцев А.Н. Минералы платиновой группы в сростаниях с пироксеном габбро-пироксенит-дунитовых plutонических комплексов Корякского нагорья (Россия) // Руды и металлы. 2012. № 6. С. 67–74.
21. Мочалов А.Г. Модель развития минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология руд. месторождений. 2013. № 3. С. 171–188.
22. Мочалов А.Г., Галанкина О.Л. Особенности онтогении россыпеобразующих минералов платины в условиях полициклического формирования щелочно-ультраосновного массива Кондёр (Хабаровский край, Россия) // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. СПб.: ИПА ВУЗов, 2018. С. 459–499; 669–675.
23. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический альманах. Сер. Знаменитые минерал. объекты России. 2019. Т. 23. Вып. 3. 128 с.
24. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полициклическости платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты ^{190}Pt - ^4He -датирования // ДАН. 2021. Т. 498, № 1. С. 23–30.
25. Мочалов А.Г. Критерии распространения россыпеобразующих формаций и россыпных месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита // Материалы конф. Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 65–68.
26. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ^{190}Pt - ^4He -датирование россыпеобразующих минералов платины щелочно-ультраосновного массива Чад: новое подтверждение полициклическости платинометалльного рудообразования // ДАН. 2022. Т. 504, № 1. С. 13–21.
27. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г., Усиков В.И. благороднометалльная минерализация в углеродистых породах Поперечного железо-марганцевого месторождения (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 102–111.
28. Невструев В.Г., Литвинова Н.М., Бердников Н.В., Саксин Б.Г., Степанова В.Ф., Крутикова В.О. Типоморфизм и генезис платиноидов в породах и рудах железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Горн. информ.-аналит. бюлл. 2016. № 8 (спец. вып. 21). С. 486–492.
29. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Диденко А.Н., Саксин Б.Г., Лаврик Н.А. Флюидолиты как источник коренной золото-платиноидной минерализации на примере месторождения Поперечное (Малый Хинган) // Докл. АН. 2018. Т. 482, № 2. С. 202–205.
30. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в флюидолитах месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 1. С. 53–63.
31. Некрасов Г.Е., Ляпунов С.М. Меланократовый фундамент хребта Пекульней (Чукотка) и направленность эволюции литосферы палеоокеанических зон северо-западного обрамления Тихого океана // Докл. АН СССР. Сер. геология. 1987. Т. 297. С. 162–166.
32. Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 31–39.
33. Перцев А.Н. Гранат-клинопироксеновые парагенезисы в ультрамафитах хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь): состав минералов, факторы равновесия // Изв. АН. Сер. геология. 1992. № 3. С. 53–65.
34. Синицин Н.М., Кунаев А.М., Пономорёва Е.И. и др. Металлургия осмия. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. 186 с.
35. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология руд. месторождений. 1994. № 3. С. 195–217.
36. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 3–26.
37. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
38. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
39. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114–136.
40. Федоров И.А. Родий. М.: Наука, 1966. 276 с.
41. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
42. Ханчук А.И., Мочалов А.Г., Рассказов И.Ю., Якубович О.В., Бердников Н.В., Невструев В.Г. Изотопный возраст самородной платины из флюидолитов андезитового состава месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 48–52.
43. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литологические факторы россыпеобразования. М.: Наука, 1981. 269 с.
44. Andersen T. Correction of common Pb in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. 192. P. 59–79.
45. Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Mochalov A.G., Yakubovich O.V. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, ^{190}Pt - ^4He isotopic, and mineralogical evidence // Ore Geol. Rev. 2020. 118. 103352.
46. Berdnikov N., Nevstruev V., Kepezhinskas P., Astapov I.,

- Konovalova N. Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): Textural types, composition and possible origins // *Geosci.* 2021. 11. 103. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020103>
47. Kepezhinskas P., Defant M. Nonchondritic Pt/Pd ratios in arc mantle xenoliths: evidence for platinum enrichment in depleted island-arc mantle sources // *Geol.* 2001. V. 29. P. 851–854.
 48. Kepezhinskas P., Defant M.J., Widom E. Abundance and distribution of PGE and Au in the island-arc mantle: implications for sub-arc metasomatism // *Lithos.* 2002. V. 60. P.113–128.
 49. Kepezhinskas N., Kamenov G.D., Foster D.A., Kepezhinskas P. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and gabbroic xenoliths from Utila Island (Bay Islands, Honduras): insights into back-arc processes in the Central American Volcanic Arc // *Lithos.* 2020. V. 352–353. 105306.
 50. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Metals in Avachinsky peridotite xenoliths with implications for redox heterogeneity and metal enrichment in the Kamchatka mantle wedge // *Lithos.* 2022. V. 412–413. 106610.
 51. Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Zh.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precambrian Res.* 2017. V. 297. P. 19–32.
 52. Ludwig K.R. *Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley: Geochronol. Center, 2003. Berkeley, CA.
 53. Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. 249 (1–2). P. 1–35.
 54. Yudovskaya M., Kinnaird J., Naldrett A. J., et al. Facies variation in PGE mineralization in the central Platreef of the Bushveld complex, South Africa // *Can. Mineralogist.* 2011. V. 49. P. 1349–1384.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 04.10.2022 г.

принята к печати 25.10.2022 г.

A.G. Mochalov, N.V. Berdnikov, O.L. Galankina, P.K. Kepezhinskas, Liu Jinlong, V.O. Krutikova

Mineralogy of platinum group elements in explosive breccias of the Poperechnoe deposit (Malyi Khingan, Russia)

The results of detailed study of the platinum-group minerals (PGM) from explosive breccias of the Poperechnoe Fe–Mn deposit (the Lesser Khingan Range, Russian Far East) are presented. Native PGMs are dominated by isoferroplatinum; rutheniridosmine, native iridium, platinum, and osmium are less common. Micron-sized segregations of laurite, bowieite, cuproiridsite, cuprorhodsitite, hollingworthite, as well as new mineral phases of (Ir,Rh,Os)₇(S,As)₁₃, (Rh,Ir,Ru)₇(S,As)₁₃, and Pd₃(Sb,As) were recognized as micro-inclusions in isoferroplatinum and on the surface of its grains. It is shown that the studied PGMs are derived from rocks of ultramafic formations: (1) vein pyroxenites, harzburgites, and dunites of metamorphic and cumulative complexes of the most depleted peridotite varieties of the suprasubduction wedge of island-arc ophiolites and (2) vein pyroxenites of cumulative high-pressure ultramafic complexes of the basement of the ensialic island arc and products of evolution of suprasubduction mantle melts. In terms of PGE contents, the compositions of isoferroplatinum from explosive breccias are divided into four groups: group I: isoferroplatinum of fluid-metamorphogenic genesis from harzburgite, group II: isoferroplatinum of fluid-metamorphogenic genesis from dunites and magmatogenic-fluid-metasomatic genesis from vein pyroxenites; group III: isoferroplatinum of magmatogenic genesis from chromitites of dunites of the cumulative complex; and group IV: isoferroplatinum with an elevated Pd content, which is likely derived from the melt formed by explosive breccias.

Three scenarios of PGM occurrence in the fluid-saturated andesite-dacite melt of explosive breccias at the Poperechnoe deposit are discussed: (1) directly from early ultramafic complexes in suprasubduction settings; (2) from the reservoir of ancient platinum placer deposits; and (3) from a mantle wedge above the Mesozoic subduction zone during the generation of initial island-arc melts. The first two petrogenetic models suggest «rejuvenation» of the ¹⁹⁰Pt–⁴He age of isoferroplatinum grains as a result of the thermal effect of the andesite-dacite melt to the age of 125 ± 21 Ma. The third geodynamic scenario suggests that the Lower Cretaceous age of isoferroplatinum marks the processes of metamorphogenic-metasomatic transformation of the dunite-harzburgite mantle wedge and probably corresponds to the age of the subduction magmatism at the Poperechnoe Deposit in particular and within the Lesser Khingan terrane as a whole. PGM associations in andesite-dacite breccias of the Poperechnoe Deposit are a new type of potentially commercial noble-metal mineralization in the Russian Far East, while explosive breccias (fluidoliths) can be used as an exploration guide to discover PGE lode and placer deposits of volcanogenic-explosive genesis in the Russian Federation.

Key words: *typomorphic platinum-group minerals, ultramafic rocks, fluid-explosive breccias, Poperechnoe Fe–Mn deposit, genesis, Lesser Khingan Range, Russian Far East*