

**НОВЫЙ ТИП БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ФЛЮИДОЛИТАХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОГО (МАЛЫЙ ХИНГАН, РОССИЯ)**

***В.Г. Невструев<sup>1</sup>, Н.В. Бердников<sup>1</sup>, Б.Г. Саксин<sup>2</sup>***

<sup>1</sup>ФГБУН 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](mailto:nick@itig.as.khb.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, ул. Тургенева 51, г. Хабаровск, 680000

Поступила в редакцию 7 декабря 2017 г.

Флюидно-эксплозивные брекчии железо-марганцевого месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) содержат высокие концентрации минералов элементов платиновой группы (PGE), золота и серебра. Выделения благородных металлов представлены кристаллами изоферроплатины, сплавами ряда Os-Ir, сульфоарсенидами PGE и зёрнами золота размером в десятки доли миллиметра и микронные выделения самородного серебра. Минеральный состав Поперечного согласуется с характеристиками рудных и россыпных объектов урало-аляскинского типа и соответствует изоферроплатино-осмиевому магматическому парагенезису. Идиоморфизм кристаллов изоферроплатины и сульфоарсенидов PGE показывает, что их рост происходил в стабильных условиях на границе кора-мантия, при частичном плавлении пород слэба. Появление минералов PGE в магматогебно-гидротермальной системе вблизи поверхности связано с внедрением высокоомобильных газонасыщенных флюидных потоков, способных переносить минеральные фазы глубинного происхождения.

Высокие содержания PGE (до 11.3 г/т), золота (до 2.58 г/т) и серебра (до 256 г/т) месторождения Поперечного, преимущественно связанные с флюидолитами, изменяют представления о критериях поиска коренных объектов и источников россыпей благородных металлов на Малом Хингане.

**Ключевые слова:** золото, платина, минералы PGE, флюидолиты, месторождение Поперечное, Малый Хинган, Россия.

**ВВЕДЕНИЕ**

Рудоносность (в том числе благороднометалльная) флюидно-эксплозивных систем [5, 23 и др.] в настоящее время изучена недостаточно. В значительной степени это связано с трудностями, которые возникают при диагностике флюидолитов. Согласно Н.И. Литовченко [10] «... объективно вскрываемые во многих скважинах кристаллические породы с брекчиевидной текстурой .... могут быть приняты за брекчии осадочные (внутриформационные) или тектонические (дислокационные), вулканические (эксплозивные) или интрузивные (эруптивные), то есть за те породы, которые образуются под воздействием более привлекательного для того или иного исследователя геологического процесса: экзогенного, тектонического или магматического». Рудообразующий потенциал флюидно-эксплозивных процессов в основном рассматривался с позиции их участия в формировании железо-марганцевой минерализации

[5 и др.]. Поэтому сведения о благороднометалльной рудной специализации самих флюидолитов и о содержащихся в них минералах-носителях золота и платиноидов ограничены. Поскольку флюидно-эксплозивные образования часто трактовались как осадочные или тектониты, повышенные концентрации в них золота и платиноидов считались маловероятными, и анализировать их на благородные металлы считалось излишним. Результаты исследований последних лет [15, 25] свидетельствуют о том, что флюидно-эксплозивные системы могут формировать золото-платиноидные объекты промышленной значимости.

Железо-марганцевое месторождение Поперечное (Южно-Хинганская рудная зона, Дальний Восток России) на ранних стадиях изучения относилось к вулканогенно-осадочной группе [9]. Обнаружение платиновых минералов и самородного золота в пробах из отвалов глубоких шурфов, пройденных на ме-

сторождении [12], инициировало детальные исследования объекта авторами.

В статье представлены новые данные по геологическому строению месторождения, составу слагающих его пород, а также по морфологии и химизму минералов-носителей благороднометалльного оруденения.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал для исследования отобран из кернов разведочного бурения и разведочных канав месторождения Поперечного. Гравитационное обогащение проб и минералогический анализ продуктов обогащения осуществлен в ИГД ДВО РАН, Хабаровск (минералог В.Ф. Степанова).

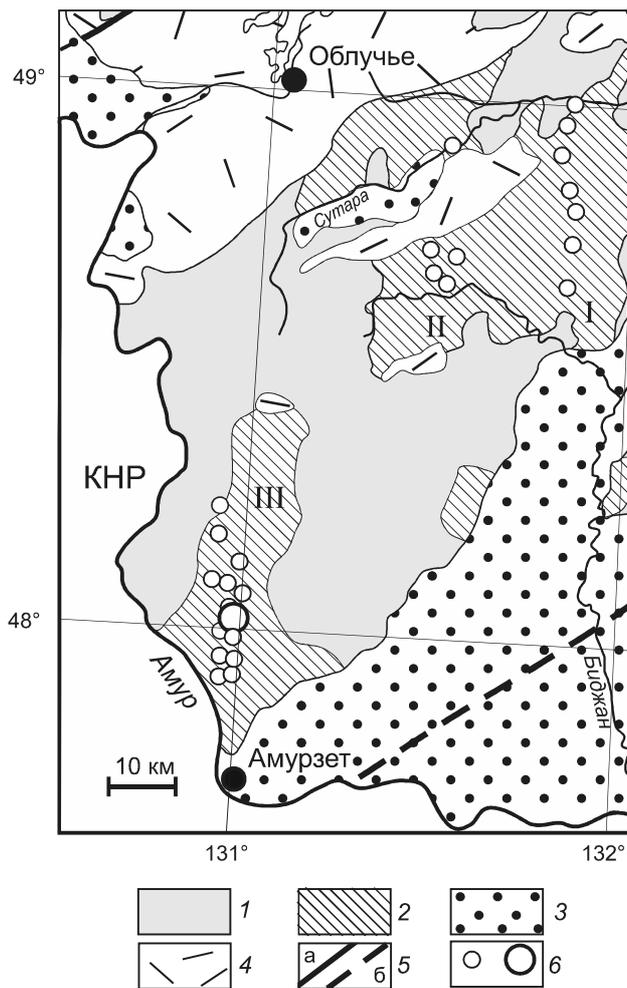
Петрографические исследования и фотографирование шлифов в проходящем свете осуществлялись под микроскопом Axio Imager A2m. Содержания петрогенных оксидов определялись методом РФА (прибор S4 Pioneer, аналитик Л.М. Ильин); редких, редкоземельных и рассеянных элементов методом ICP-MS (прибор ELAN 9000, аналитик А.В. Штарева). Поиск и изучение микровключений благородных металлов и их минералов в породах и рудах, а также зерен, выделенных в результате гравитационного обогащения, проводились с помощью сканирующей электронной микроскопии (микроскоп VEGA 3 LMN, операторы В.С. Комарова, В.О. Крутикова) с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом X-Max 80 в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Рудоносные структуры Малого Хингана приурочены к юго-восточному обрамлению Буреинского массива, который представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму [24]. Согласно изотопным исследованиям, возраст протолита массива составляет 1.2–0.5 млрд лет, а время его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации около 490 млн лет назад [21].

Распространение венд-кембрийской (?) железо-марганцевой минерализации на Малом Хингане прослежено в субмеридиональном направлении в виде полосы шириной около 40 км от р. Амур на юге до правого берега р. Кимкан на севере на расстоянии около 150 км [26]. Месторождения и проявления черных металлов образуют в нем Восточную (I), Кимкано-Костеньгинскую (II) и Южно-Хинганскую (III) рудоносные зоны (рис. 1).

Месторождение Поперечное расположено в южной части Южно-Хинганской рудоносной зоны и локализовано в карбонатных породах мурандавской



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта (по Схеме геолого-структурного районирования Приамурья, зап. Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей м-ба 1:3 000 000. Отв. исп. Г.В. Роганов, 2008 г.) восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами.

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

свиты (поздний рифей–венд, по [20]). Субсогласные тела железо-марганцевой минерализации протягиваются узкой прерывистой полосой в субмеридиональном направлении (рис. 2 а) и разбиты на блоки с амплитудой перемещения до нескольких десятков метров [26]. В восточной части рудного поля залегают массивные доломиты с невыдержанными пластами кремнистых доломитов, глинисто-карбонатных, углисто-глинистых сланцев, а также других фациаль-

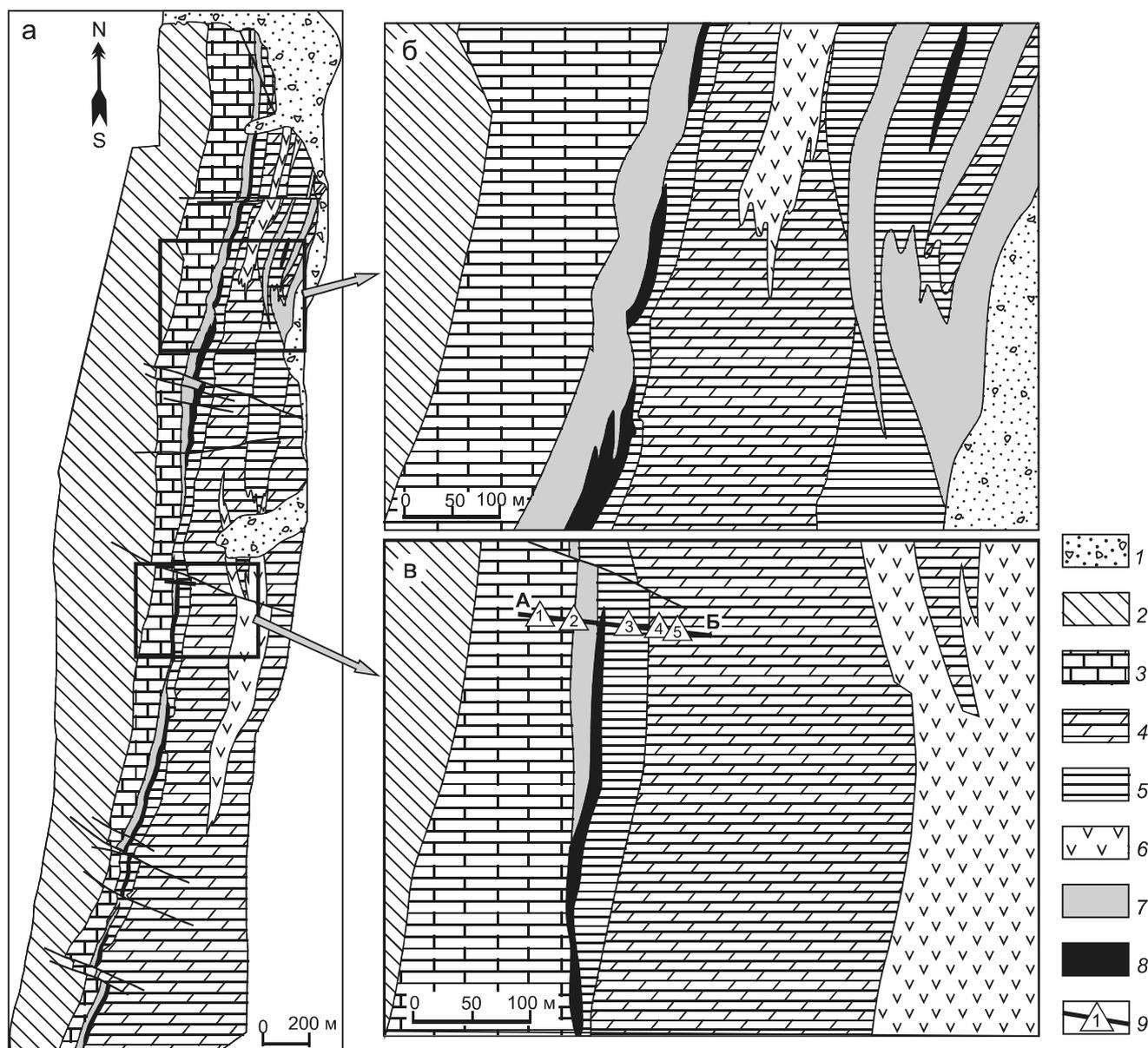


Рис. 2. Схематическая геологическая карта месторождения Поперечного, по [27], с изменениями.

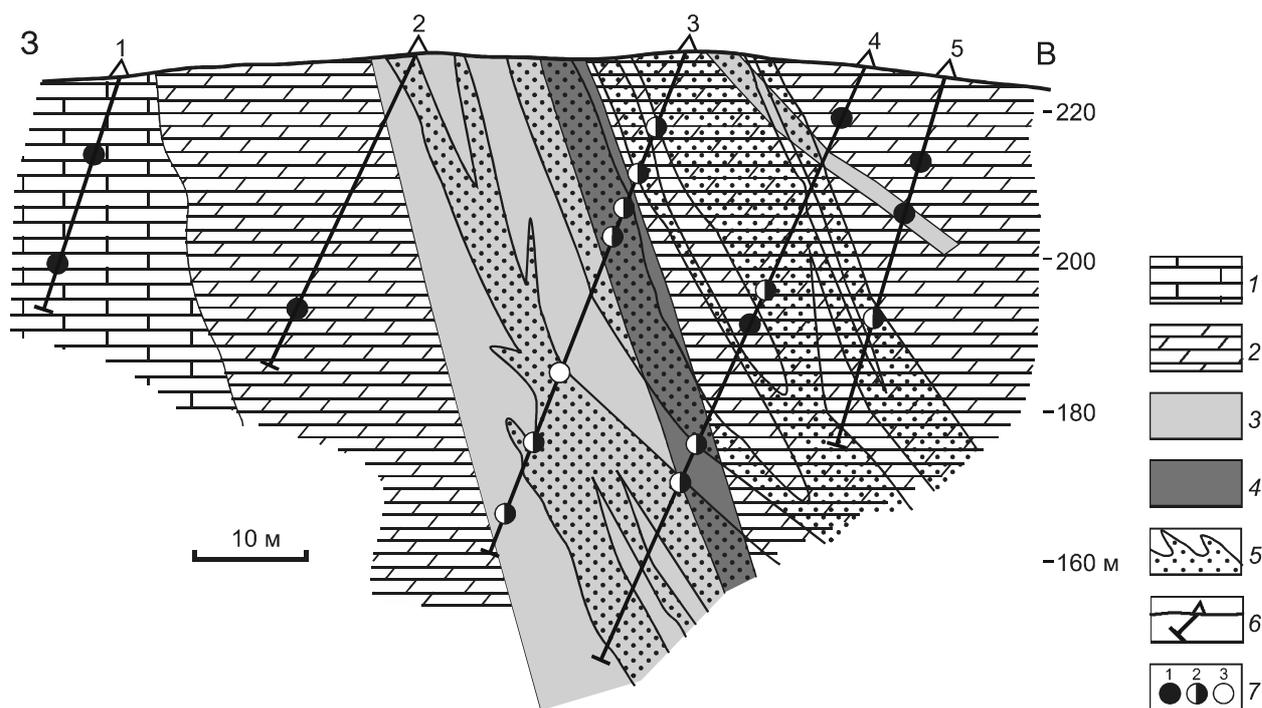
а – общий план, б и в – увеличенные фрагменты северной и южной частей, соответственно.

1 – аллювиально-делювиальные отложения; 2 – лондоковская свита (Є): черные кристаллические известняки с пачками углисто-глинистых и глинистых сланцев; 3–4 – мурандавская свита (V-Є): черные пелитоморфные известняки, известковистые доломиты, переслаивающиеся с доломитовыми песчаниками и глинистыми доломитами (3) и массивные серые и кремнистые доломиты с пластами глинистых и сланцеватых доломитов, углисто-глинистых сланцев (4); 5 – флюидолиты и флюидолитовые брекчии преимущественно с обломками доломитов; 6 – диабазы; 7 – магнетит-гематитовые, гематитовые микрокварциты, флюидолиты с обломкам известняков, доломитов, железистых микрокварцитов; 8 – браунитовые, кремнисто-родохрозитовые, гематит-браунитовые марганцевые руды; 9 – линия разреза (рис. 3) со скважинами.

ных разновидностей доломитовых пород. К западу от зоны оруденения преимущественно развиты черные пелитоморфные известняки, переслаивающиеся с кремнисто-глинистыми сланцами, доломитовыми песчаниками и глинистыми доломитами.

С восточного бока зоны оруденения, в непосредственном контакте с рудными телами, прослеживается

полоса брекчий мощностью от первых метров до 15–20 м, которые были отнесены к осадочным образованиям [26]. В зоне оруденения они формируют тела, как во вмещающих породах, так и в железных и марганцевых рудах. Сложные тела брекчий, перемежающиеся с маломощными бедными пластами железистых кварцитов и незначительно развитой марганцевой минера-



**Рис. 3.** Схематический геологический разрез месторождения Поперечного по линии А-Б на рис. 2 (с использованием материалов М.В. Чеботарева, 1955 г.) с местами выборочного опробования керна на благородные металлы.

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – зона рудных тел с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  более 10 %; 4 – зона рудных тел с содержанием  $\text{MnO}$  более 5 %; 5 – флюидолиты и флюидолитовые брекчии; 6 – скважины и их номера; 7 – пробы, содержащие самородные: 1 – только Au, 2 – Pt, платиноиды и Au, 3 – только Pt и платиноиды.

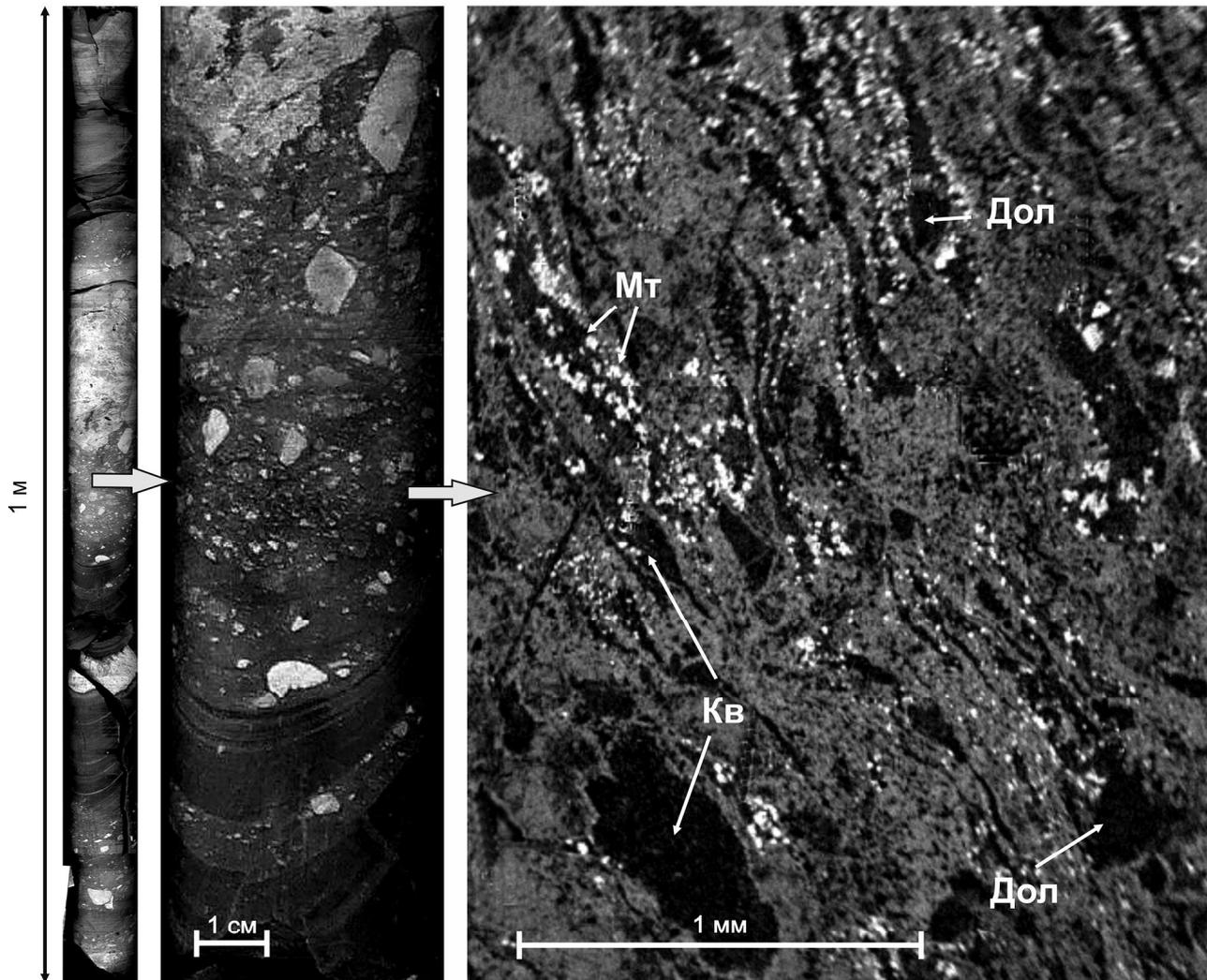
лизацией, откартированы в висячем боку рудной зоны на северном фланге месторождения (рис. 3).

Петрологические исследования показали, что породы с брекчиевой структурой являются флюидно-эксплозивными образованиями (флюидолитами). Матрикс брекчий имеет флюидальную игнимбритовую текстуру с фенокристами кварца, карбонатизированного полевого шпата, иногда с характерными включениями фьямме. Типичный образец флюидолита с относительно небольшим количеством обломков доломита можно классифицировать как доломитизированный и пропицитизированный андезидацитовый игнимбрит. По девитрифицированному матриксу развиваются хлорит (шамозит-пеннин), серицит, магнетит. Поздние прожилки выполнены кварцем, хлоритом и доломитом (рис. 4).

Валовый химический состав проб брекчий варьирует, что обусловлено переменным количеством обломочного материала, а также наложенными гидротермальными преобразованиями (табл.). Относительно «свежие» разновидности на классификационной диаграмме TAS попадают в поля средних и основных пород [4, 15]. В соответствии с бинарной диаграммой  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  [34] они относятся к известково-щелочной и, частично, шошонитовой сериям.

На восточном фланге месторождения среди массивных доломитов мурандавской свиты установлены крутопадающие тела диабазов, прослеженные в субмеридиональном направлении на расстоянии более 1500 м. Их мощность в южной части достигает 90 м, в северной не превышает 45 м. На юге от полосы флюидолитовых брекчий и рудных тел они удалены на расстояние более 200 м, на севере сближаются с ними до 30–50 м (рис. 2). Диабазы южного фланга в северном направлении сменяются брекчиями, вмещающими низкопродуктивные тела железо-марганцевой минерализации. В северной части тело диабазов расположено в непосредственной близости от основной зоны оруденения с брекчиями. Западный его край непосредственно контактирует с низкопродуктивной зоной минерализации, также брекчированной. Согласно данным разведочного бурения (Чеботарев М.В., 1955 г.), тела диабазов на глубине сближаются с рудными телами и сопровождающими их брекчиями.

Рудные тела залегают субсогласно с вмещающими породами. Общее падение крутое, преимущественно в восточном направлении при меридиональном простираии, мощность колеблется в пределах 25–35 м. По падению железо-марганцевая минерализация прослежена до 200–400 м и на более глубоких



**Рис. 4.** Флюидолитовая брекчия с игнимбритовым матриксом (проба 326) и его электронная микрофотография. Кв – кварц, Дол – доломит, Мт – магнетит.

горизонтах не изучена. Она отчетливо разделяется на 2 пласта: марганцеворудный (1–10 м) и железорудный (до 25 м) [6, 26].

Неокисленные железо-марганцевые руды содержат до 55 % марганца и от 1 до 16 % железа с отчетливой отрицательной корреляцией средних содержаний этих металлов. По минеральному составу среди марганцевых типов руд выделены браунитовые и комплексные гаусманит-браунитовые, браунит-гематитовые, гаусманит-родохрозитовые и кремнисто-родохрозитовые. В зоне окисления, распространенной на глубину до 20 м, встречаются пирролюзит-псиломелановые разновидности.

Железные руды сложены гематитовыми, гематит-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами с содержанием железа до 35 %, обычно около 20 %.

Преобладают гематитовые кварциты, магнетитовые разновидности редки.

Руды преимущественно представлены перемежающимися слоями с полосчатыми и брекчиевыми, редко массивными текстурами. Слои брекчиевых руд имеют мощность от первых сантиметров до нескольких метров, для них характерны обломки доломитов, флюидолитов и руд ранней генерации размером от долей миллиметра до десятков сантиметров. Признаки сортировки и терригенного окатывания с уплощением галек отсутствуют. В полосчатых рудах перемежаются рудные и нерудные прослои мощностью 1–2 см, реже встречаются грубополосчатые разновидности с прослоями до 10 см.

Петрохимическими и минералого-геохимическими исследованиями показано, что железо-марган-

**Таблица. Химический состав пород и руд месторождения Поперечного.**

Оксид/ элемент	306	312	Среднее из проб 337-339	345	435	440
SiO <sub>2</sub>	50.68	36.26	42.95	63.34	45.64	30.14
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.60	0.25	0.17	0.94	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.37	7.71	1.76	2.94	9.31	2.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.02	6.28	36.55	29.74	10.88	12.53
MnO	0.18	1.43	0.16	0.01	6.85	17.23
CaO	6.88	17.29	2.02	1.88	3.38	2.40
MgO	7.02	10.43	2.62	3.37	7.12	3.95
Na <sub>2</sub> O	1.08	0.45	0.15	0.10	4.77	0.30
K <sub>2</sub> O	2.34	2.43	0.17	0.35	3.51	1.24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.06	0.70	0.23	0.08	0.06
S	0.11	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
F	0.06	0.00	0.68	0.53	0.34	0.57
Sc	15.65	10.72	8.31	4.87	14.23	9.62
V	62.58	54.28	68.79	48.23	83.23	45.29
Cr	34.57	31.87	52.27	29.97	55.31	39.57
Co	8.93	20.51	3.32	1.66	861.06	1110.32
Ni	106.73	431.67	9.22	14.91	1832.57	764.80
Cu	49.24	27.96	33.05	6.97	75.89	25.46
Zn	73.3	75.83	н.о.	12.41	н.о.	н.о.
Ga	15.24	10.91	3.05	3.41	15.50	11.27
Rb	89.67	82.87	7.89	12.82	136.36	91.68
Sr	56.54	183.24	76.43	44.37	71.69	59.30
Y	14.85	19.85	24.03	8.52	21.27	15.77
Zr	61.64	47.58	12.68	5.73	42.32	43.63
Nb	2.1	1.87	3.20	1.14	14.77	9.21
Ag	0.29	0.2	2.62	н.о.	4.94	6.37
Sn	1.99	1.4	0.60	0.53	1.86	1.11
Cs	4.17	4.73	2.42	1.49	13.92	13.00
Ba	557.71	968.53	85.24	248.85	3089.65	938.01
Pb	6.59	8.08	4.96	2.03	9.56	9.39
Th	6.89	5.35	2.23	1.33	7.49	3.60
U	0.52	0.48	0.40	0.22	0.44	0.87
Pt	1.15	0.37	11.30	4.3	1.3	1.48
Au	0.61	0.81	н.о.	1.6	ед. з.	ед. з.
χ	0.2	0.15	364	83.6	0.41	5.96

*Примечание.* 306 – флюидолит с относительно небольшим количеством обломков доломитов; 312 – доломитизированный флюидолит; 337–339 – полосчатые бурые железные руды; 345 – железистый кварцит; 435, 440 – полосчатые железо-марганцевые руды. Оксиды, S, F – в процентах, остальные – в граммах на тонну; χ – магнитная восприимчивость, n·10<sup>-3</sup> ед. СИ; н. о. – не обнаружено; ед. з. – единичные знаки.

цевая минерализация месторождения является гидротермальной, и лишь часть руд, возможно, содержит гидrogenную составляющую [3].

#### БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Представления об осадочном (вулканогенно-осадочном) генезисе пород и руд месторождения Поперечного не предполагали обнаружение в нем сопутст-

вующего благороднометалльного оруденения. В связи с этим их опробование на золото и платиноиды при поисковых и разведочных работах не проводилось. Золото-платиновая минерализация обнаружена в результате доизучения kernового материала из скважин по разрезу, пересекающему рудную зону в центральной части месторождения [4, 14, 25]. Методами гравитационного обогащения (ИГД ДВО РАН) и электронной сканирующей микроскопии (ИТИГ ДВО РАН) в породах и рудах месторождения выделены и изучены минералы ЭПГ, самородные золото и серебро.

На разрезе (рис. 3) показаны точки выборочного опробования kernового материала на благородные металлы. Минералы платиновой группы выявлены в интервалах распространения флюидолитов. Суммарное содержание платины и платиноидов в исследованных пробах варьирует от 0.37 до 11.3 г/т [25].

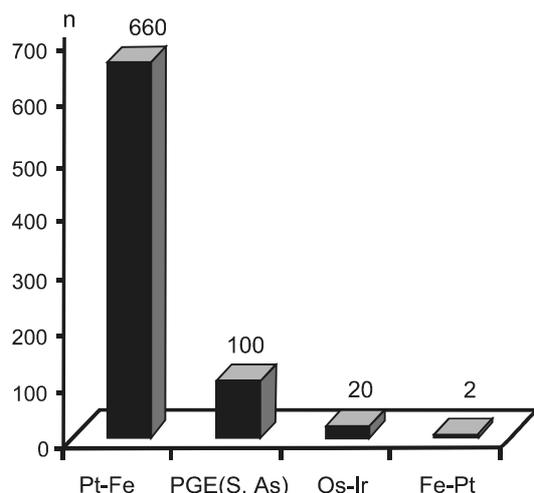
Состав зерен исследован с помощью сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом. Большинство зерен размером до 0.4 мм представлены платиной [30], минералы других платиноидов встречаются редко (рис. 5).

Платина образует зерна размером до 0.4 мм с преобладающими размерами до 0.2 мм. Их форма преимущественно комковато-округлая, удлиненная (рис. 6 а), часто встречаются зерна с гранями куба и октаэдра, в отдельных случаях идиоморфные кубические кристаллы (рис. 6 б) и шаровидные разновидности (рис. 6 в). В сростках с форстеритом зафиксированы кристаллы со ступенчатыми формами роста (рис. 6 г) [17].

В зернах минералов платины содержание Pt варьирует от 57 до 76 ат. % (близко к самородной платине). В качестве примесей в них присутствуют (ат. %): Cu – 1.5–9.4 (в 47.5 % зерен); Ni – 1.0–7.0 (в 16.6 % зерен); Sn – 0.7–3.0 (в 5.9 % зерен); Pd – 0.8–6.8 (в 11.7 % зерен); Ir – 3.0–6.3 (в 4 % зерен). В двух зернах обнаружен Os в количестве 0.8 и 0.9 ат. %; в четырех зернах – Rh с концентрацией от 2.5 до 5.3 ат. %.

В ассоциации с зернами платины обнаружены многочисленные микровключения минералов других платиноидов, преимущественно с хорошими кристаллографическими формами (рис. 7). Для детального изучения одного из таких микровключений (рис. 7 а, б) платина была растворена царской водкой. По данным энергодисперсионного анализа микровключение является сульфидом осмия. Следует отметить, что после растворения платины количество микроминералов платиноидов в осадке оказалось больше изначально видимых на поверхности зерна.

Включения минералов платиноидов, как правило, имеют размеры менее 50 μm, хорошо ограничены и



**Рис. 5.** Частота встречаемости зерен платины и платиноидов различного состава, обнаруженных на месторождении Поперечном.

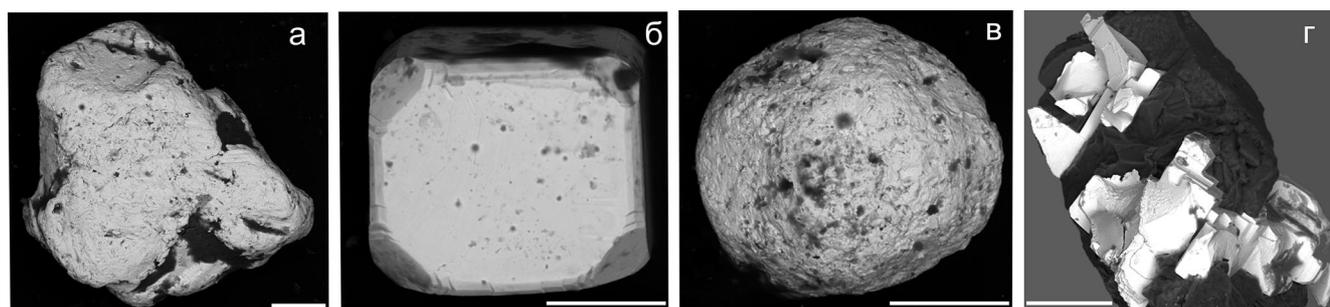
Pt-Fe – изоферроплатина; PGE(As,S) – сульфоарсениды платиноидов, обнаруженные на поверхности зерен изоферроплатины; Os-Ir – осмий-иридиевые интерметаллиды; Fe-Pt – самородное железо с примесью платины и меди; n – число зерен.

по составу соответствуют сульфоарсенидам Os, Ir, Ru и Rh, в единичных случаях – интерметаллидам группы Os-Ir (рис. 7 в). Одно из включений представлено палладодимитом (Pd 32.1, Rh 33.0, As 33.5 ат. %) с примесью Fe и Pt (0.5 и 0.8 ат. %, соответственно).

На треугольных диаграммах рис. 8 представлены составы микровключений Os-Ir и сульфоарсенидов ЭПГ, ассоциирующих с зернами платины. Минералы группы Os-Ir (0.1–0.3 мм) по составу относятся к самородному осмию (Os – 72–83 ат. %) с постоянной примесью Ir (11–15 ат. %), Ru (4–18 ат. %) и Fe (1.3–5.5 ат. %), реже к самородному иридию (Ir до 83.7 ат. %).

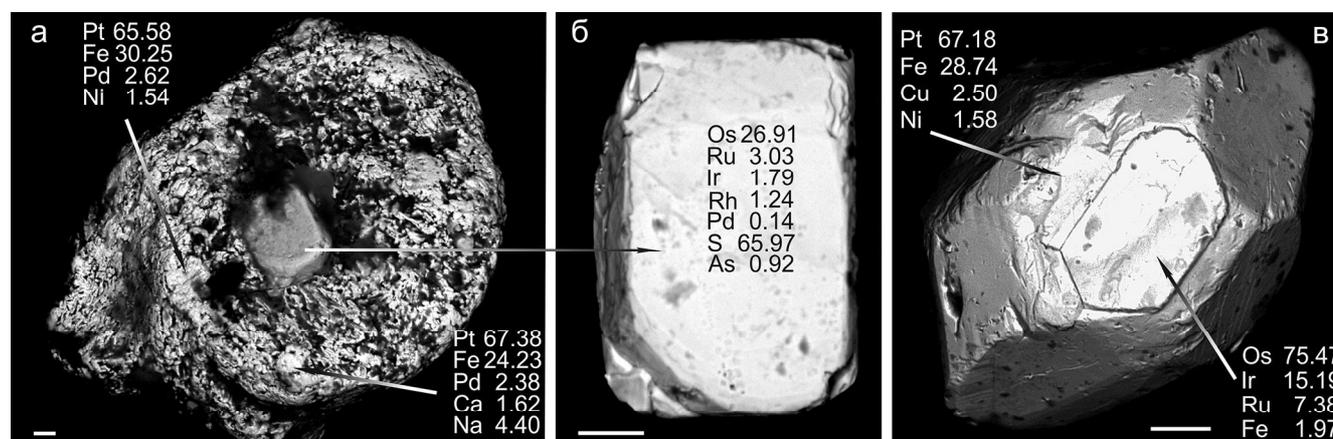
Составы микроминералов Os и Ru соответствуют серии лаурит-эрлихманита с незначительной примесью Fe (0.45–1.5 ат. %, – 80 %), Ir (0.2–2.8 ат. %, – 25 %) и As (до 3 ат. %). В трех микровключениях установлено 0.24, 0.49 и 1.59 ат. % Pt.

Точки составов сульфоарсенидов Ir и Rh тяготеют к полям ирарсита и холингвортита с преобладанием мышьяка над серой. Типичными примеся-



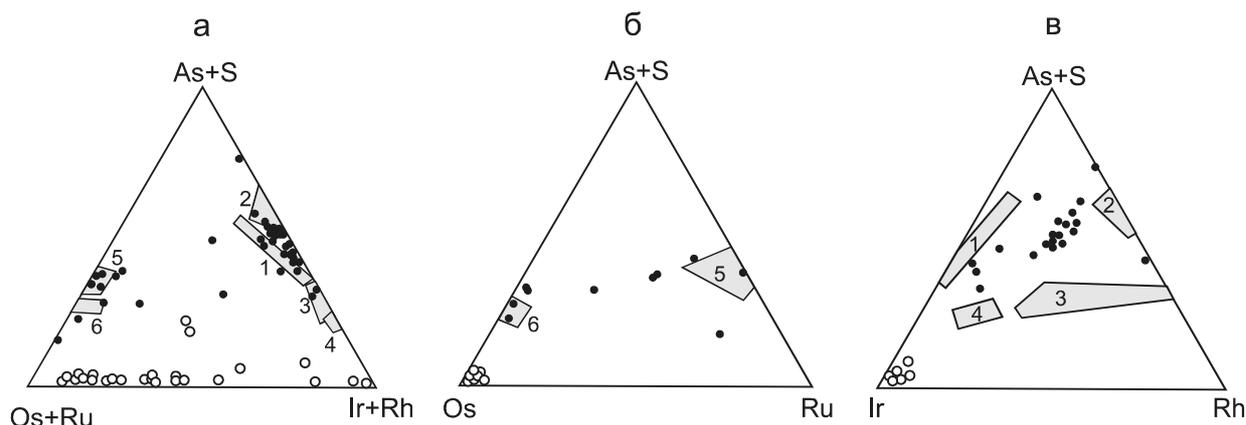
**Рис. 6.** Типичные формы зерен платины.

а – комковато-округлая, б – идиоморфный кристалл; в – шарообразная; г – дендритовидный сросток с форстеритом. Линейка 50 мкм.



**Рис. 7.** Микроминералы платиноидов в изоферроплатине.

Эрлихманит (а) и его препарированный кристалл (б); в – сысертскит. Стрелки указывают на места микроанализа (ат. %). Линейка 10 мкм.



**Рис. 8.** Состав зерен Os-Ir и микроминералов сульфоселенидов платиноидов, ассоциирующих с зернами изоферроплатины.

Залитые области с номерами – поля составов типоморфных минералов, по [33]: 1 – ирарсит; 2 – холингуортит; 3 – баунит; 4 – кашинит; 5 – лаурит; 6 – эрлихманит. Круги – зерна и микроминералы месторождения Поперечного: залитые – сульфоселениды, не залитые – Os-Ir.

ми являются Fe (0.2–4.1 ат. %) и Pt (1.48–8.27 ат. %, редко выше). В двух спектрах установлен Os (1.23, 1.89 ат. %), в четырех – Ru (6.14–16.48 ат. %).

Два микровключения в платине состоят из самородного железа с примесью 13.6 ат. % Pt и 3.1 ат. % Cu.

В изученных пробах обнаружено несколько сотен зерен золота размером десятые доли миллиметра. В отличие от платины и платиноидов, золото присутствует не только в пробах флюидолитов, но и в пробах вмещающих карбонатов, часто удаленных от тел флюидолитов на десятки метров. Для зерен золота обычны дендритовидные и комковатые формы, нередко с элементами кубической огранки. Следы сплющивания отсутствуют, но часто встречаются зерна округлой, в отдельных случаях почти идеальной шарообразной формы. Округлые и частично ограненные зерна обычно имеют высокое (80–90 %) содержание золота с незначительной примесью Ag, Cu и Fe. Среди карбонатов и, в меньшей мере, среди руд встречены зерна золота с высокой долей серебра. Содержание золота варьирует от 0.18 г/т в карбонатах до 2.58 г/т в железных рудах [4, 16].

Серебро в изученных породах по данным ICP-MS анализа содержится от первых до 296.2 г/т. В известняках оно редко достигает 1–2 г/т. В доломитах содержания свыше 5 г/т установлены в 19 % проб при максимальном значении 11.9 г/т. Концентрация серебра в флюидолитах не превышает 15.6 г/т. В железных рудах концентрации выше 10 г/т встречаются в 18 % проб. В железо-марганцевых рудах все пробы содержат серебро в количестве более 1 г/т, они имеют самое высокое среди изученных пород среднее

(6.9 г/т) и максимальное (296.2 г/т) содержание этого металла. Многочисленные зерна самородного серебра (размером менее 10  $\mu\text{m}$ ), обнаруживаются лишь под электронным микроскопом. Они встречены в железных рудах, обломках доломитизированных известняков в флюидолитах и в доломитах. В их составе преобладают серебро (до 87.46 %), золото (27.4–47.2 %) и медь (4.12–47.2 %). Редкие микровключения электрума с элементами кристаллографической огранки обнаружены в пирите.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Важная роль флюидолитов в рудообразовании, в том числе в благороднометалльной минерализации, подчеркивалась в многочисленных публикациях [1, 8, 11, 23]. Тем не менее, генезис промышленных месторождений платиноидов, в том числе россыпных, в настоящее время связывается почти исключительно с мафит-ультрамафитовыми комплексами. В то же время известны многочисленные месторождения золота, железа и урана с высокими (до промышленных) концентрациями платиноидов, связь которых с такими комплексами не доказана. Существующие классификации этих месторождений основаны, главным образом, на промышленных, геологических и/или литолого-минералогических характеристиках без акцента на генезис. В обобщающей работе [27] платиноносность железорудных месторождений рассмотрена с этих же позиций.

Для генетической типизации месторождений наиболее информативными являются данные о взаимоотношении рудных минералов с породообразующими минеральными парагенезисами, в которых «... каж-

дый минеральный тип характеризуется проявлением в рудах продуктивной минеральной ассоциации интересующего элемента» [7]. В составе продуктивной минеральной ассоциации месторождения Поперечного доминирует платина при резко подчиненном количестве Os-Ir зерен и единичных – Ir-Os. Сульфиды серии лаурит-эрлихманит и ирарсит-холингвортит встречаются только в виде микровключений в платине. Пробы с высокими содержаниями благородных металлов характеризуются низкими содержаниями серы. В соответствии с существующими классификациями [13, 18, 22], минеральный состав платиноидов месторождения Поперечного согласуется с характеристиками рудных и россыпных объектов урало-аляскинского типа, отличающегося низкой сульфидностью, и соответствует изоферроплатино-осмиевому магматическому парагенезису [13, 22, 31].

Минералы Os, Ru и Ir, идиоморфные кристаллы платины, обнаруженные нами в породах месторождения Поперечного, описаны как наиболее ранние высокотемпературные образования в ультрамафитах [2, 28, 29 и др.]. Сrostки платины с высокомагнезильным оливином также свидетельствуют о высокотемпературной кристаллизации. По данным [29], наличие примеси рутения в составе минералов платиноидов говорит об их образовании в условиях высоких давлений, которые характерны для границы кора-мантия [32]. В то же время обогащенные ЭПГ породы месторождения не связаны с какими-либо ультрамафитовыми интрузиями, которые в пределах Южно-Хинганской рудной зоны неизвестны. Содержание хрома во вмещающих породах и рудах месторождения лишь в единичных пробах достигает 0.03 вес. %, содержание серы в них также очень низкое. Из петрогенных и редких элементов содержания платины коррелируются только с оксидом железа и фтором.

Нам представляется, что появление платины и высокотемпературных минералов ЭПГ в породах месторождения связано с выносом их в составе высокоподвижных флюидов [19]. Связь благороднометалльной минерализации с взрывными брекчиями установлена на большинстве месторождений черносланцевого типа Казахстана [12]. На некоторых объектах этого региона брекчии сопровождаются субвулканическими габбро-диабазовыми телами, рассекаются дайками диоритовых и диабазовых порфиритов. Они не имеют видимых ассоциаций с магматитами, в ряде случаев отмечается их переход в лавобрекчии по простиранию. За пределами рудного поля брекчии чаще всего не наблюдаются. Эти признаки отчетливо совпадают с геологическим строением рудного поля месторождения Поперечного.

Механизм формирования зерен платины и минералов платиноидов в магматических породах, в которых не обнаружены традиционные минералы-индикаторы (хромит, сульфиды) не ясен. Поскольку изученный район представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму, формирующуюся над субдуцировавшей палеоокеанической плитой [25], можно предположить, что образование изученных платиноносных флюидолитов (или их магматических предшественников) могло быть связано с процессами плавления и фракционирования пород слэба в глубинных областях субдукционной системы.

Вопрос о формировании золотой минерализации на месторождении требует дополнительного изучения. Согласно нашим данным, наиболее обогащены золотом и платиной флюидолиты и развитые по ним железные руды [4]. В известняках и доломитах золото содержится в меньших количествах, а платина и платиноиды не обнаружены. Инертность платины при низкотемпературных наложенных процессах не позволяет ей существенно мигрировать за пределы породы-источника. Относительно высокая подвижность золота и серебра в этих процессах обуславливала их перераспределение с частичным гидротермальным привносом на пострудных этапах [16], связанных с внедрением палеозойских интрузий.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время образование месторождений с высокими концентрациями платины и платиноидов геологи чаще всего связывают с мафит-ультрамафитовыми комплексами с хромитом и/или сульфидной минерализацией. В качестве попутных эти компоненты присутствуют в железорудных и золоторудных месторождениях гидротермального генезиса, где они чаще всего входят в состав сульфидов и Au-Ag минералов (преимущественно палладий как наиболее халькофильный элемент платиновой группы). Геохимическое своеобразие флюидно-взрывных пород месторождения Поперечного заключается в том, что они характеризуются низкими концентрациями хрома и серы, а повышенные концентрации меди, никеля и кобальта, типичные для сульфидных месторождений с попутными платиноидами, не коррелируются с высокими концентрациями самих платиноидов. Состав и типоморфные признаки минералов платины и платиноидов месторождения сходны с таковыми рудно-магматических систем урало-аляскинского типа, что свидетельствует об их магматогенном генезисе. Результаты наших исследований на месторождении свидетельствуют об особом типе золото-платиноидной минерализации в флюидно-взрывных системах.

Высокие содержания ЭПГ и золота в породах и рудах месторождения Поперечного существенно изменяют представления о критериях поиска благородных металлов на Малом Хингане и, возможно, в других регионах, где проявления флюидно-эксплозивных брекчий недостаточно изучены. В этой связи представляется целесообразным провести ревизию геологических материалов, нацеленную на поиски коренных источников платиноидов и золотоносных россыпей на Малом Хингане с акцентом на их возможную связь с эксплозивными брекчиями. Не исключено, что в рудном поле месторождения Поперечного и Хинганской рудоносной зоне в целом за пределами исследований остались значительные объемы ценных руд с благородными металлами.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина и Института горного дела ДВО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б.Н. Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных образований золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 1. С. 67–71.
2. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Мурзин В.В., Лорд Р.А. Осмиево-изотопная систематика Ru-Os-Ir-сплавов и Ru-Os-сульфидов дунит-гарцбургитовых массивов: синтез новых данных // Тр. ИГГ УрО РАН. 2014. Вып. 161. С. 167–172.
3. 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.
4. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Генетические аспекты формирования благороднометалльной минерализации месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 29–43.
5. Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений на примере Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ИГиГ СО РАН. 1987. Вып. 667. 166 с.
6. Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железорудные месторождения Малого Хингана // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира / Труды междунар. симпоз. Киев: Наук. думка, 1972. С. 188–195.
7. Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф. Универсальность эволюции золоторудных систем - ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отеч. геология. 1995. № 5. С. 19–27.
8. Куликова З.И., Гулина В.А., Зорина Л.Д. Индикаторная роль эксплозивных брекчий в генезисе Теремкинского золоторудного месторождения // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 61–72.
9. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. 465 с.
10. Литовченко Н.И. Тектоно-магматические процессы и генезис железистых кварцитов. <http://www.proza.ru/2014/09/24/1051>.
11. Марченко Л.Г. Генезис и минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана: Автореф. ... д-ра. геол.-минер. наук. СПб., 2011. 50 с.
12. Моисеенко Н.В., Щипачев С.В., Саннелевич Н.С., Макеева Т.Б. Первые находки благородных металлов на Хинганском месторождении марганцевых руд (участок Поперечный) // Сб. науч. тр. Благовещенск: Изд-во ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 72–74.
13. Мочалов А.Г. Магматические, метасоматические и метаморфические типы скоплений минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых плутонических комплексов: Материалы Всерос. конф. СПб., 2012. С. 71–74.
14. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Геохимическая характеристика углеродистых толщ восточной части Буреинского массива, несущих благороднометалльную минерализацию // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 2. С. 3–15.
15. Невструев В.Г., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Бердников Н.В. Кристовулканические древние породы Малого Хингана: Материалы Второй Всерос. конф. с междунар. участием, г. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 213–216.
16. 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.
17. Невструев В.Г., Литвинова Н.М., Бердников Н.В., Степанова В.Ф., Саксин Б.Г., Крутикова В.О. Типоморфизм и генезис платиноидов в породах и рудах железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Горн. информ.-аналитический бюл. 2016. № 8 (спец. вып. 21). С. 486–491.
18. 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 // Отеч. геология. 2012. № 5. С. 11–20.
19. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
20. 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.
21. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2010. Т. 43, № 2. С. 228–232.
22. Толстых Н. Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2004. 404 с.

23. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.
24. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 815–828.
25. Ханчук А.И., Рассказов И.Ю., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Саксин Б.Г. О находке промышленной платины в рудах Южно-Хинганского месторождения марганца // Докл. АН. 2016. Т. 470, № 6. С. 701–703.
26. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114–136.
27. Чернышов Н.М., Молотков С.П., Резникова О.Г. Золотоплатиноносность главнейших типов железорудных формаций мира (информационно-аналитический обзор) // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2003. № 2. С. 137–162.
28. Andrews D.R.A., Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // Can. Miner. 2002. V. 40. P. 1705–1716.
29. Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 5461–5470.
30. Cabri L.G., Feather M. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Can. Miner. 1975. V. 13. P. 117–126.
31. Johan Z., Slansky E., Kelly D.A. Platinum nuggets from the Kompam area, Enga Province, Papua New Guinea: evidence for an Alaskan-type complex // Miner. & Petrol. 2000. V. 68. P. 159–176.
32. Kesson S.E. The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, southeastern Australia — evidence for upper mantle heterogeneity // Contrib. Miner. & Petrol. 1973. V. 42, N 2. P. 93–108.
33. Mineralogy database – Mineral collecting, localities, mineral photos and data. 2017. <https://www.mindat.org>.
34. Peccerillo A. Plio-Quaternary volcanism in Italy // Petrology, Geochemistry, Geodynamics. 2005. Heidelberg: Springer. 365 p.

*Рекомендована к печати Н.А. Горячевым*

После доработки 01.03.2018 г.  
принята к публикации 26.09.2018 г.

*V.G. Nevstruev, N.V. Berdnikov, B.G. Saksin*

### **A new type of noble metal mineralization in fluidolites of the Poperechny deposit, Lesser Khingan, Russia**

Fluid-explosive breccias of the iron-manganese Poperechny deposit, Lesser Khingan, Russia, contain high concentrations of platinum group minerals (PGE) gold and silver. Noble metals are represented by isoferroplatinum crystals, alloys of Os-Ir series, sulfoarsenides of PGE and gold grains with a size in tenths of a millimeter and micron-sized segregations of native silver. The mineral composition of the PGE in the Poperechny deposit is consistent with the characteristics of the ore and placer objects of the Ural-Alyaskan type and corresponds to isoferroplatinum-osmium magmatic paragenesis. Idiomorphism of the isoferroplatinum crystals and sulfoarsenides of PGE indicate that their growth occurred in a stable environment at the border the crust-mantle, by partial melting of rocks of the slab. The appearance of PGE minerals in the magmatic-hydrothermal system near the surface is associated with the intrusion of highly mobile gas-saturated fluid flows capable of transferring mineral phases of deep origin.

The high content of PGE (up to 11.3 g/t), gold (up to 2.58 g/t) and silver (up to 256 g/t) of the Poperechny deposit, mainly associated with fluidolites, changes the understanding of the criteria for the search for native objects and sources of placers of precious metals in the Lesser Khingan.

**Key words:** gold, platinum, PGE minerals, fluidolites, Poperechny deposit, Lesser Khingan, Russia.