

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА
МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОПЕРЕЧНОМ (МАЛЫЙ ХИНГАН, РОССИЯ)

Н.В. Бердников¹, В.Г. Невструев¹, Б.Г. Саксин²

¹ФГБУН 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

²ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, ул. Тургенева 51, г. Хабаровск, 680000; e-mail: adm@igd.khv.ru

Поступила в редакцию 15 ноября 2016 г.

В строении железо-марганцевого месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) большую роль играют тела криптовулканических пород (флюидолитов). Fe-Mn руды в ассоциации с флюидолитами залегают в древних карбонатных породах. В породах и рудах месторождения установлены минералы платиноидов, золота и серебра размером до десятых долей миллиметра. Характерной примесью в платине является железо (9–11 %), реже медь, иридий и осмий. Отмечен сросток поликристалла изоферроплатины с форстеритом. Обнаружены отдельные зерна интерметаллидов системы Os-Ir-Ru-Rh. Для зерен золота (до 93 % Au) характерны дендритовидные и комковатые формы нередко с элементами огранки. Часто встречаются зерна округлой, в отдельных случаях почти идеальной шарообразной формы. Самородное серебро распространено среди доломитов, а также в обломках доломитов из флюидолитов. Постоянной примесью в нем являются медь, железо, реже цинк, в единичных зернах зафиксированы примеси молибдена, никеля, золота и палладия. Платиноиды и высокопробное золото связаны с флюидолитами, являющимися единственными магматическим образованиями в изученном интервале месторождения. Серебро, его минералы, низкопробное золото и сульфиды тяготеют к породам и рудам, подвергшимся региональной доломитизации, низкотемпературной гидротермальной переработке и окварцеванию. Содержание платины в пробах достигает 11.3 г/т, золота – 2.35 г/т, серебра – 296.2 г/т, что позволяет рассматривать изученный объект в качестве промышленно перспективного на благородные металлы.

Ключевые слова: железо, марганец, платина, платиноиды, золото, серебро, флюидолиты, Малый Хинган, Россия.

Расположенная на востоке Буреинского массива Южно-Хинганская рудоносная зона включает многочисленные месторождения и проявления железных и железо-марганцевых руд (рис. 1). Их генезис до недавнего времени считался вулканогенно-осадочным [10, 11]. Наиболее крупным и подготовленным к эксплуатации объектом зоны является месторождение Поперечное (участок Поперечный Южно-Хинганского месторождения в терминологии отчета по результатам детальной разведки).

Полученные в последние годы новые данные о геологической истории развития этой части Буреинского массива предполагают образование вмещающих пород зоны в результате аккреции фрагментов Палеотихоокеанской плиты к окраине Палеоазиатского континента [2, 16, 25]. Формирование руд месторождения Поперечное связывается с наложенной гидротермальной деятельностью [1]. Предварительные исследова-

ния руд позволили установить комплексный характер минерализации, которая наряду с железо-марганцевым оруденением характеризуется присутствием благородных металлов (серебро, золото, платина и платиноиды) [14, 15].

В настоящей работе на основе геохимических, минералогических и электронно-микроскопических исследований, выполненных по керновому материалу руд и вмещающих пород из скважин, вскрывающих полный геологический разрез в центральной части месторождения [19], рассмотрены условия формирования железо-марганцевых руд и сопутствующего благороднометалльного оруденения месторождения Поперечного.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические исследования и фотографирование тонких шлифов в проходящем свете осуществ-

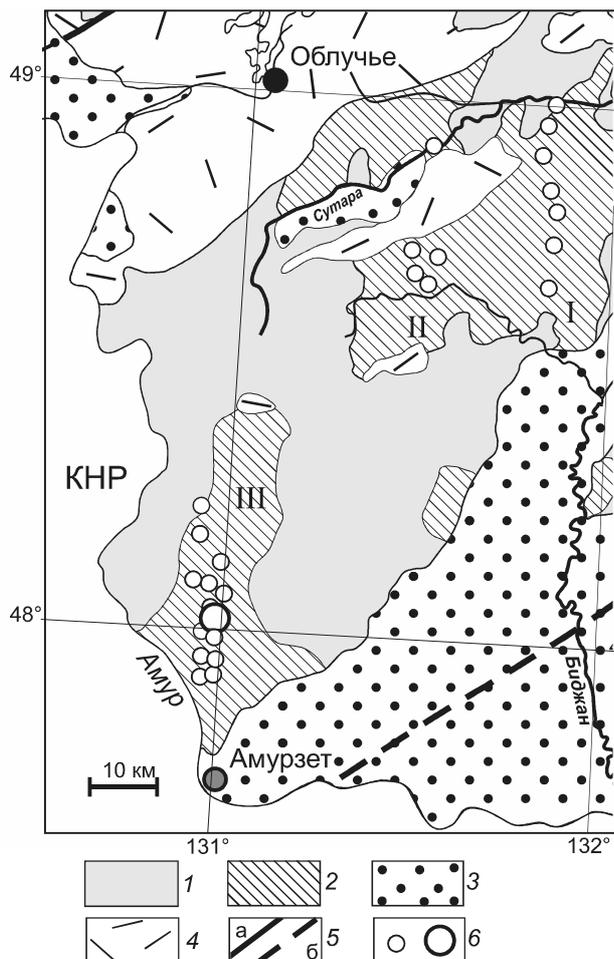


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (по Схеме геолого-структурного районирования Приамурья, зап. Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей м-ба 1:3 000 000. Отв. исп. Г.В. Роганов, 2008 г.) восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами.

1 – кристаллический фундамент; 2 – фрагменты Кимканского (V-C₁) прогиба; 3 – кайнозойские континентальные впадины; 4 – вулканические прогибы мезозойские и мезозойско-кайнозойские; 5 – разломы: а – установленные, 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.

лялись 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 в породах и рудах проводился с помощью сканирующей электронной микроскопии (микроскоп VEGA 3 LMN) с энергодисперсионным рентгеновским микроанализом X-Max 80 в ИТиГ ДВО РАН

(Хабаровск). Изучались свежие сколы пород, пришлифовки, а также осадки после растворения в кислотах. Привлекались результаты минералогического анализа протоколов и продуктов гравитационного обогащения (минералог Л.И. Щербак, В.Ф. Степанова, ИГД ДВО РАН, Хабаровск). Массовое содержание углерода в породах и его изотопный состав измерены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) на приборе Thermo Finnigan MAT 253.

При построении спайдер-диаграмм их концентрации нормировались на состав хондрита [43]. Аномалии церия, иттрия и европия рассчитывались по формулам: $Ce_n/Ce_n^* = 2 Ce_n / (La_n + Pr_n)$, $Y_n/Y_n^* = 2 Y_n / (Dy_n + Ho_n)$ и $Eu_n/Eu_n^* = 2 Eu_n / (Sm_n + Gd_n)$.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

На Буреинском массиве отложения палеоокеанического генезиса залегают среди терригенных песчано-сланцевых комплексов на разных стратиграфических уровнях [3]. Геологические и геохронологические данные позволяют считать, что Буреинский массив представляет собой метаморфизованную в раннем ордовике аккреционную призму [2, 28]. Согласно изотопным исследованиям, возраст протолита пород массива составляет 1.2–0.5 млрд лет, а время его метаморфизма в условиях амфиболитовой фации – около 490 млн лет [9, 23].

Область распространения железо-марганцевой минерализации на Малом Хингане протягивается в субмеридиональном направлении в виде полосы шириной около 40 км от р. Амур на юге до правого берега р. Кимкан на севере на расстояние около 150 км [6, 30]. Месторождения и проявления черных металлов образуют Восточную рудоносную зону (I), включающую Биджанское железо-марганцевое месторождение, и субмеридиональные Кимкано-Костеньгинскую железорудную (II) и Южно-Хинганскую железо-марганцевую (III) зоны (рис. 1).

Месторождение Поперечное расположено на юге Хинганской минералогической зоны и локализовано в карбонатных породах мурандавской свиты. Промышленное значение имеют браунитовые, гаусманит-браунитовые, браунит-гематитовые, родохрозит-гаусманитовые руды, их окисленные и полуокисленные разновидности. Неокисленные железо-марганцевые руды содержат 21 % марганца и 8.6 % железа, железистые фтаниты – до 30 % железа. Согласно последним данным [12], в строении рудных залежей месторождения большую роль играют криптовулканиты, которые формируют сложные тела брекчированных пород с обломками вмещающих пород, сцементированных игнимбритоподобным (туффитовым) материалом. Типичные игнимбритовые и туфтовые (туффизитовые) структуры

в изученном материале наблюдаются редко, породы сильно изменены гидротермальными процессами. В дальнейшем при их описании мы оперируем более широким термином «флюидолиты». Этот термин характеризует породы, сформировавшиеся в процессе «импрегнации флюидного вещества во вмещающую среду, часто послойной; сброса или экстракции отдельных ингредиентов, в том числе рудных; фиксации вещества флюида в новом пространстве и, в конечном счете, образования пород и геологических тел со специфическими признаками». Высокотемпературные флюидные потоки способны переносить минеральные фазы «глубинного происхождения, фрагменты глубинных расплавов, стекловатых и кристаллических образований, что ... во многих случаях приводит к образованию различных видов полезных ископаемых» [17].

В пределах месторождения нами изучены железные и марганцевые руды, флюидолиты, а также вмещающие их известняки и доломиты.

Известняки мурандавской свиты представляют собой массивные мелкозернистые породы. Местами они мраморизованы с укрупнением зерен, на отдельных участках слабо доломитизированы, разбиты микротрещинами, по которым развивается вторичный крупнозернистый кальцит, кварц и рудные минералы. Доломиты мурандавской свиты мелко- и среднезернистые, темно-серые до черных, массивные, иногда сланцеватые, нередко окварцованные и сульфидизированные (рис. 2 а). Карбонаты являются вмещающими для железо-марганцевых рудных тел и флюидолитов.

Как показали петрологические исследования, флюидолиты широко распространены на месторождении. Относительно «свежие» их разновидности характеризуются флюидальной текстурой с фенокристами кварца, карбонатизированного полевого шпата и характерными структурами фьямме в игнимбритовом матриксе (рис. 2 б). В большинстве образцов флюидолиты существенно изменены наложенной доломитизацией. Наложённые процессы сопровождаются новообразованием хлорита, серицита, магнетита и кварц-хлоритовых прожилков. При этом фенокристы плагиоклаза и значительная часть игнимбритового цемента замещается доломитом, а от структур фьямме остаются лишь тени (рис. 2 в). Их формирование происходило в несколько этапов, что привело к появлению обломков предыдущей фазы (фаз) (рис. 2 г). Широко развитые здесь брекчии (рис. 2 д) ранее диагностировались как терригенные катаклазиты.

Железные руды (Fe_2O_3 от 12.5 до 39.9 %) представлены темно-серыми, иногда красноватыми тонкозернистыми породами преимущественно массивной, грубо- и тонкополосчатой текстуры. Железо-марганцевая минерализация образует тонкие пласты тем-

но-бурых до черных пород висячем боку рудной залежи с содержанием 5–21.5 % Fe_2O_3 и 5.3–25.7 % MnO . Во вмещающих карбонатах минералы железа и марганца встречаются редко в виде мелких зерен в массе породы и по трещинкам совместно с вторичными кальцитом и кварцем (рис. 2 е). В основном железо-марганцевая минерализация развивается по флюидолитам и флюидолитовым брекчиям. Здесь рудный материал замещает порфиорокласты и газовые полости (рис. 2 ж), выполняет прожилки (рис. 2 з), замещает туффитовый матрикс флюидолитов (рис. 2 и) и брекчий (рис. 2 к). Рудный процесс заканчивается образованием сульфидов (рис. 2 л) и прожилковым окварцеванием (рис. 2 м). Присутствие оруденелых пород среди обломков, с одной стороны, и прожилков флюидолитового материала в массивных железо-марганцевых рудах, с другой, свидетельствует о сопряженности оруденения и эксплозий во времени и пульсационном характере процессов.

ГЕОХИМИЯ

Вмещающими породами для руд месторождения Поперечного являются известняки и доломиты мурандавской свиты. Усредненный химический состав типичных представителей изученных пород и руд показан в табл. 1.

Содержания и характер распределения петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в карбонатах мурандавской свиты в целом подобны (рис. 3).

Относительно типичного морского известняка (поднятие Кесс Кесс, Марокко [35]) карбонаты месторождения обогащены кремнекислотой, железом, марганцем и магнием, что связано с проявлением наложенных процессов окварцевания, железо-марганцевого оруденения и доломитизации (рис. 3 а). В них меньше кобальта, урана и тория, но больше никеля, цинка, рубидия, циркония и бария (рис. 3 б).

Распределение редкоземельных элементов в этих породах практически одинаково (рис. 3 в) и сходно с таковым у морского известняка поднятий Кесс Кесс, отличаясь от него более низким суммарным количеством всех РЗЭ. Как и у типичного морского известняка, в карбонатах месторождения относительно хондрита наблюдается обогащение редкоземельными элементами, особенно легкими и средними (La-Gd), при отрицательной аномалии европия (0.61–0.62). Для известняков характерна отрицательная, а для доломитов – положительная аномалия церия (0.83 и 1.10, соответственно). Сходный характер распределения химических элементов свидетельствует в пользу их образования в близких физико-химических условиях. В то же время характер аномалии церия говорит о различии в окислительно-восстановительных обстановках их отложения [36]: отрицательная ано-

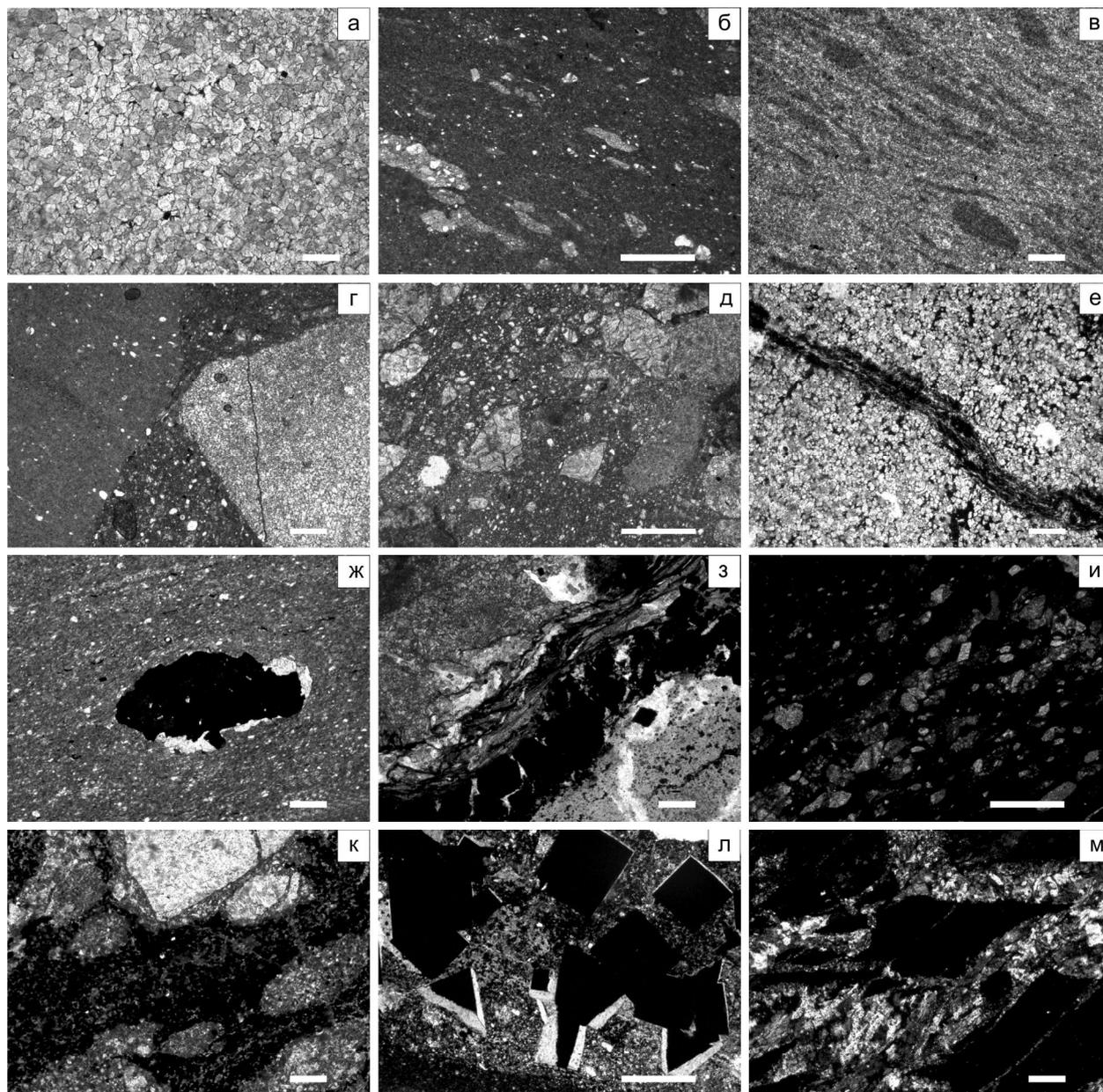


Рис. 2. Микрофотографии пород месторождения Поперечного и связанного с ними железо-марганцевого оруденения. а – доломит, б – флюидолит; в – доломитизированный флюидолит с тенями от структур фьямме; г – три фазы флюидолита; д – флюидолит с брекчиевой структурой; е – рудная жилка в доломите; ж – замещение порфирокласта рудным материалом; з – рудный прожилок в доломитизированном флюидолите; замещение игнимбритового матрикса (и) и цемента брекчии (к) рудным материалом; л – пирит в карбонатизированном флюидолите; м – позднее окварцевание руды. Шкала – 40 мк.

малия Се указывает на окислительную обстановку, а положительная – на бескислородную среду образования, присутствие обогащенных Се оксигидроксидов железа или других мелкодисперсных фаз [38, 41, 42].

Поскольку в составе флюидолитов обычно присутствует большое количество обломков, в том числе вмещающих карбонатов, для выяснения первичного состава магматической матрицы флюидолитов с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) выби-

рались образцы с наименьшим количеством обломков. Для контроля проведен микроанализ магматической составляющей этих пород с помощью сканирующего электронного микроскопа. В шлифовке флюидолита был выбран фрагмент 7×7 мм и проанализирован «по площади» методом энергодисперсионной рентгеновской спектроскопии (ЭДА). Результаты представлены в табл. 2. Из таблицы видно, что расхождения в значениях концентраций элементов в целом незначительные.

Таблица 1. Химический состав пород и руд месторождения Поперечного.

	Карбонаты		Флюидолиты			Руды	
	1 (8)	2 (2)	3 (5)	4 (1)	5 (1)	6 (16)	7 (4)
SiO ₂	15.4	17.4	57.2	27.7	79.1	50.5	27.5
TiO ₂	0.2	0.1	0.8	0.3	0.5	0.2	0.5
Al ₂ O ₃	2.0	0.8	11.9	3.4	10.1	2.0	3.2
Fe ₂ O ₃	2.2	5.2	6.2	7.1	4.3	32.3	9.6
MnO	0.1	0.2	0.1	1.0	0.0	0.3	21.1
CaO	57.7	33.8	5.3	24.6	0.3	1.5	3.9
MgO	3.6	21.8	5.6	15.5	1.3	2.7	4.4
Na ₂ O	< 0.01	< 0.01	0.8	0.1	0.3	0.2	1.1
K ₂ O	0.5	0.2	2.8	0.5	2.8	0.2	1.6
P ₂ O ₅	0.4	0.0	0.1	0.0	0.1	0.4	0.1
Sc	2.2	1.6	12.7	7.0	0.2	6.3	7.7
V	19.7	12.3	112.6	30.9	9.3	59.7	93.5
Cr	17.7	19.5	60.7	13.1	н.о.	41.2	31.6
Co	2.6	5.9	14.3	15.3	1.2	6.3	924.1
Ni	16.1	22.2	130.7	92.4	12.3	14.6	1215.2
Zn	63.8	5.7	94.8	49.9	26.9	39.3	184.9
Ga	2.2	0.9	15.7	4.7	0.3	3.1	12.5
Rb	14.7	7.2	105.1	21.3	2.3	8.8	86.6
Sr	1089.0	86.0	62.9	145.3	100.8	118.2	104.7
Y	6.8	5.2	15.5	12.9	1.3	13.7	14.9
Zr	17.1	13.9	74.4	32.5	3.4	11.1	45.7
Nb	0.6	0.4	3.2	1.0	0.2	2.3	8.6
Ba	274.9	62.9	676.1	124.0	58.9	234.6	3607.4
La	4.5	3.3	25.3	8.6	0.9	8.3	14.7
Ce	8.0	8.0	55.3	19.2	1.9	18.4	31.9
Pr	1.1	0.9	6.1	2.4	0.2	2.3	3.6
Nd	4.9	4.0	25.9	10.7	0.9	10.5	15.3
Sm	1.0	0.9	5.2	2.4	0.2	2.3	3.1
Eu	0.2	0.2	0.9	0.6	0.0	0.5	0.6
Gd	1.2	1.2	5.0	2.8	0.2	2.9	3.6
Tb	0.2	0.2	0.6	0.4	0.0	0.4	0.5
Dy	1.0	1.0	3.3	2.3	0.2	2.5	3.1
Ho	0.2	0.2	0.6	0.4	0.0	0.5	0.6
Er	0.7	0.6	1.9	1.4	0.1	1.5	2.1
Tm	0.1	0.1	0.3	0.2	0.0	0.2	0.3
Yb	0.6	0.5	1.9	1.3	0.1	1.4	2.2
Lu	0.1	0.1	0.3	0.2	0.0	0.2	0.3
Th	1.0	0.7	7.0	2.5	0.2	1.6	3.9
U	1.3	0.5	1.1	0.4	0.6	0.4	1.0
ΣРЭЭ	23.8	21.1	132.7	52.9	4.9	51.8	81.9

Примечание. Известняки (1) и доломиты (2) мурандавской свиты; 3 – флюидолиты слабо измененные; 4 – флюидолитная брекчия доломитизированная; 5 – флюидолит оруденелый и окварцованный, 6 – Fe-руды; 7 – Fe-Mn-руды. Оксиды – мас. %, элементы – г/т. В скобках – количество анализов в выборке. н.о. – не определено.

На диаграмме А.А. Предовского [18] фигуративные точки химического состава флюидолитов месторождения Поперечного располагаются на границе поля туффигов и осадочных пород, что отражает «загрязненность» магматической составляющей обломочным материалом осадочного происхождения

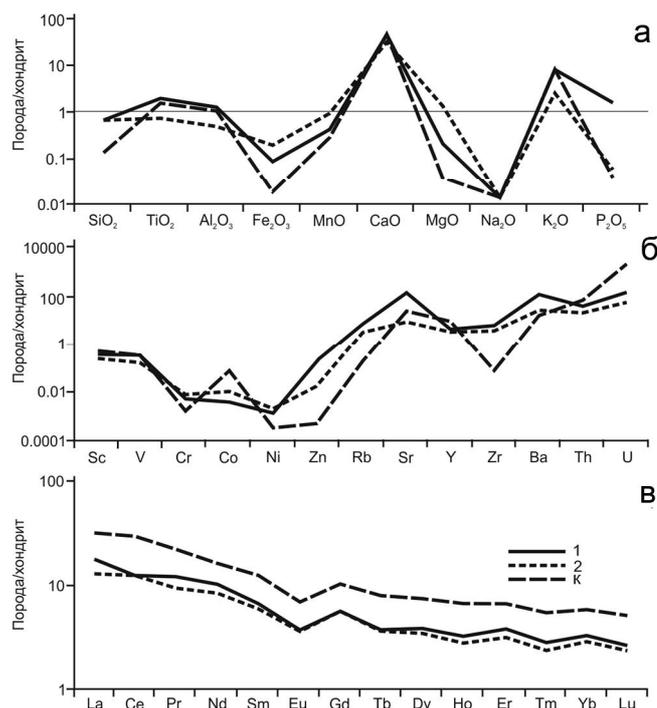


Рис. 3. Распределение петрогенных (а), редких (б) и редкоземельных (в) элементов в карбонатных породах месторождения Поперечного.

Здесь и далее цифры у линий соответствуют номерам анализов в табл. 1.; «к» – фоссилизированный известняк поднятия Кесс Кесс, Марокко [35].

(рис. 4 а). По соотношению кремнекислоты и оксида калия (рис. 4 б) изученные флюидолиты могут быть отнесены к высококалийным андезитам с вариациями от шошонитового базальта до высококалийного дацита.

Доломитизированные и насыщенные обломками вмещающих пород разновидности относительно «свежих»* флюидолитов без обломков обеднены кремнекислотой, титаном, алюминием, щелочами и фосфором. Доломитизированные разновидности обогащены марганцем, кальцием и магнием, а окварцованные – обеднены этими элементами (рис. 5 а). На график для сравнения нанесена линия состава андезита Самаргинского комплекса [22], которая практически полностью совпадает с линией «свежего» флюидолита за исключением незначительных различий в содержаниях магния и щелочей. Как и андезит, все изученные разновидности флюидолитов относительно хондрита обеднены кобальтом, никелем и цинком и обогащены

*Здесь и далее термином «свежие» обозначаются флюидолиты, минимально подверженные доломитизации, окварцеванию и оруденению, а термином «исходные» – флюидолиты с минимальным количеством обломков.

Таблица 2. Результаты анализа оксидов в матрице флюидолита методами РФА и ЭДА, (мас. %).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
РФА	57.91	0.96	13.28	7.65	0.18	2.05	4.62	2.38	2.78	0.12
ЭДА	57.14	0.00	16.13	10.60	0.00	3.38	4.30	2.92	5.53	0.00

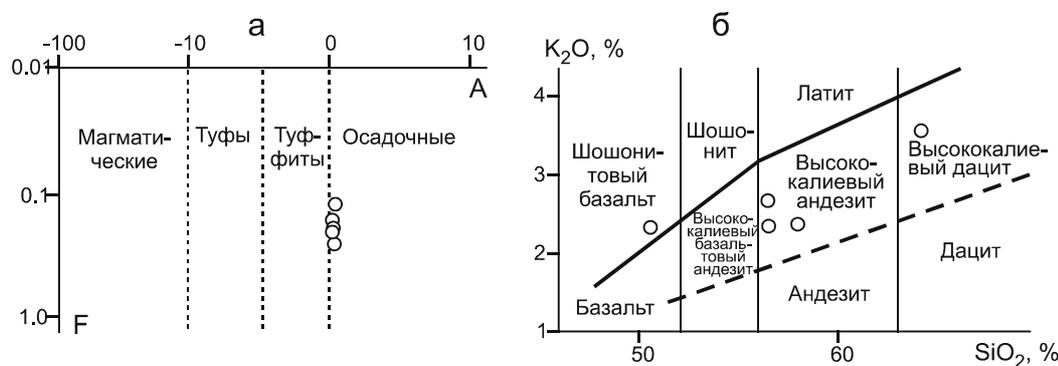


Рис. 4. Фигуративные точки составов флюидолитов месторождения Поперечного на диаграммах: а – по [18], б – по [44].

$A = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$,
 $F = (Fe_2O_3 + FeO + MgO) / SiO_2$.

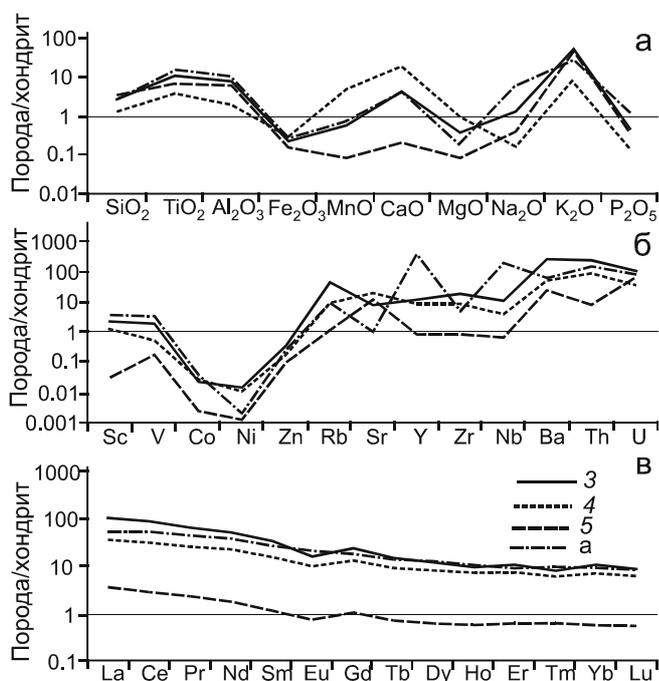


Рис. 5. Распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в флюидолитах месторождения Поперечного; «а» – андезит Самаргинского комплекса, по [22].

более тяжелыми микроэлементами (рис. 5 б). Суммарное содержание микроэлементов (табл. 1) в флюидолите (1323 г/т) уменьшается при наложенных гидротермальных процессах: 217 г/т в окварцованных и 539 г/т в доломитизированных разновидностях.

Измененные и содержащие большое количество обломков вмещающих пород разновидности флюидолитов обеднены РЗЭ при сохранении общего характера их распределения (рис. 5 в, линия 5). Как и в случае

петрогенных элементов, линия распределения редкоземельных элементов в андезите Самаргинского комплекса практически совпадает с таковой в «свежем» флюидолите. Суммарное содержание редкоземельных элементов в неизмененном флюидолите составляет 132.7, в доломитизированном – 52.9, а в оруденелом – 4.9 г/т. Для всех этих разновидностей, в отличие от андезита, характерна отрицательная аномалия европия (0.54, 0.71 и 0.69, соответственно).

По основным геохимическим параметрам флюидолиты месторождения Поперечного соответствуют магматическим породам среднего-основного состава. Наложенная доломитизация приводит к выносу из них кремнекислоты, титана, алюминия, щелочей и, возможно, фосфора и привносу кальция и магния, а окварцевание – к увеличению содержания кремнекислоты и снижению концентрации остальных петрогенных элементов кроме калия и фосфора.

Вариации петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в железных и железо-марганцевых рудах месторождения показаны на рис. 6. Поскольку основная их масса развивается по флюидолитам, на рисунке для сравнения показан тренд состава исходного флюидолита (линия 3).

Из рис. 6 а видно, что процесс оруденения практически не меняет (Fe руды) или несколько снижает (Fe-Mn руды) содержание кремнекислоты в флюидолитах. Содержание титана и алюминия уменьшается более чем в 2 раза. Концентрация кальция, магния и натрия в Fe рудах снижается, а в Fe-Mn рудах практически не отличается от такового в флюидолитах. Оба типа руд обеднены калием, содержание фосфора в Fe-Mn рудах остается стабильно низким, а в Fe рудах повышен относительно состава флюидолитов.

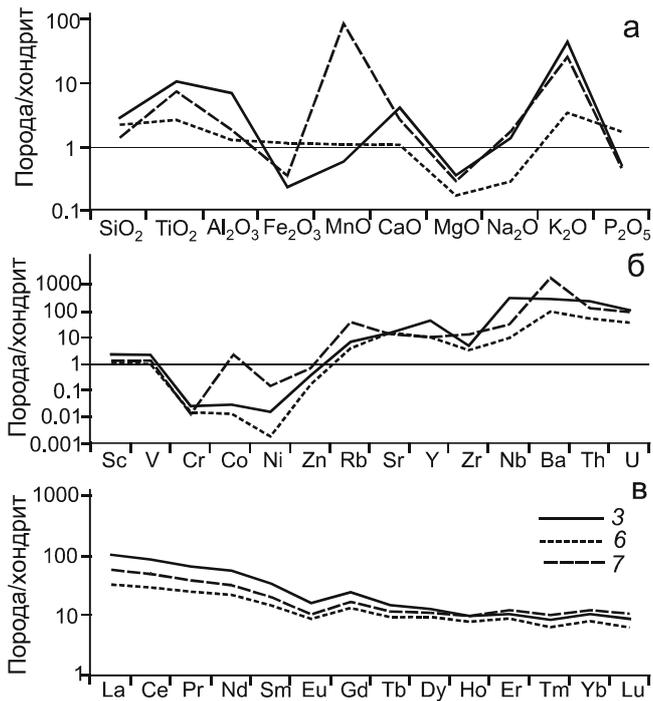


Рис. 6. Распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в железных и железо-марганцевых рудах месторождения Поперечного.

Железные руды обеднены относительно флюидолитов практически всеми микроэлементами, исключая стронций (рис. 6 б). Железо-марганцевое оруденение характеризуется интенсивным обогащением кобальтом, никелем, рубидием и барием, в то время как концентрации скандия, ванадия, иттрия, ниобия и тория при этом снижаются.

Железо-марганцевые руды, как и вмещающие их флюидолиты, относительно хондрита значительно обогащены РЗЭ, особенно легкими и средними (La–Gd) (рис. 6 в). Железные руды характеризуются наименьшими концентрациями всех РЗЭ. Сумма РЗЭ в обоих типах руд ниже, чем в неизменном флюидолите: 51.8, 81.9 и 132.7 г/т в Fe, Fe-Mn рудах и флюидолите, соответственно. Для обоих типов руд характерна отрицательная аномалия европия ($Eu_n/Eu_n^* = 0.61$ для Fe и 0.54 для Fe-Mn).

УГЛЕРОД В ПОРОДАХ И РУДАХ

Для всех пород месторождения характерно наличие органического углерода. Карбонатам присущи относительно низкие концентрации $C_{орг}$ от 0.56 до 2.78 %, в флюидолитах его содержания варьируют от 1.39 до 15.98 %. Железные руды содержат от 0.3 до 4.8 % углерода, железо-марганцевые руды – 1.95–12.1 %.

Содержания органического углерода в известняках имеют положительные корреляционные связи

с петрогенными оксидами, входящими в состав минералов, устойчивых в условиях водной транспортировки и выветривания, что позволяет сделать вывод об осадочной природе углерода в этих породах. Для магнезиальных карбонатов характерно низкое его содержание, что свидетельствует в пользу отсутствия связи между процессами накопления углерода и доломитизации. В то же время обогащенность углеродом флюидолитов и железо-марганцевых руд говорит об его участии в их формировании.

Изотопный состав органического углерода в изученных породах варьирует ($\% \delta^{13}C_{v-PDB}$) в известняках от -22.0 до -23.6, в доломитах от -26.5 до -27.9, в слабо измененных флюидолитах от -27.4 до -27.6, в доломитизированных флюидолитах от -24.9 до -25.9, в флюидолитовых брекчиях от -27.2 до -28.4, в окварцованном флюидолите -24.5, в железо-марганцевых рудах от -25.2 до -28.3. Согласно классификации [45] органический углерод в изученных породах имеет осадочное происхождение (рис. 7).

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Обнаружение тонкодисперсной платины в углеродистых породах и железных рудах Буреинского массива [26] инициировало их переопробование и дополнительное изучение. Одним из результатов такого доизучения явилось обнаружение тонкодисперсной платины в железных рудах и вмещающих графитовых сланцах Кимканского месторождения [27]. Показано, что мелкие зерна платины в нем образовались в результате переотложения в восстановительной среде. Для состава таких зерен характерно присутствие платины (1–90 вес. %). В примесях установлены элементы силикатной матрицы. Зерна платины образуют широкую гамму морфологических типов от бесструктурных и бесформенных образований с низким (до 10 %) содержанием платины до пластинок, проволочек и кристаллов с высоким (до 90 %) ее содержанием. Размер зерен обычно составляет 5–20 мк. С другой стороны, в пробах из делювия углеродистых сланцев сутырской толщи (восточная окраина Буреинского массива) наряду с подобными «кимканским» микрочастицами обнаружены единичные относительно крупные (0.1–0.2 мм) зерна изоферроплатины. Наличие элементов огранки, стабильный химический состав (платина с 9–11 % железа) и характерная примесь платиноидов говорят в пользу их магматического происхождения.

Из вмещающих пород и руд месторождения Поперечного отобрано несколько проб общим весом 16.37 кг, которые подверглись обработке по специальной схеме, включающей ультразвуковое дробление и гравитационное обогащение. Из фракции -2+0.1 мм [15, 20, 29] выделено несколько сотен зерен платины,

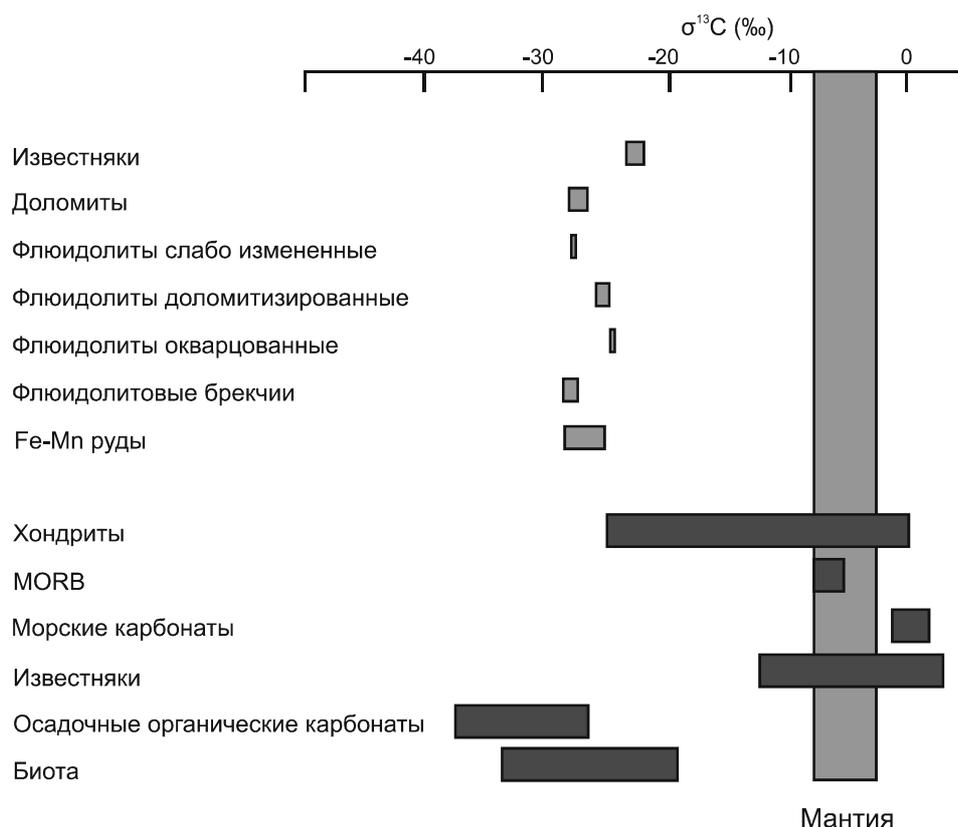


Рис. 7. Изотопный состав углерода в породах месторождения Попереchnого.

платиноидов и золота. Основная масса зерен распределена в классе крупности $-0.5+0.1$ мм.

Выделенные зерна платины (рис. 8 а–д, ж) имеют угловато-комковатые формы с элементами кристаллографической огранки, на поверхностях граней видны структуры кристаллизации и практически отсутствуют следы окатывания. Крупные зерна обычно уплощены, средние – изометричны, часто имеют кубический облик. Отмечаются дендритовидные образования со значительным количеством отростков, сростки кристаллов по пентагон-додекаэдру. В составе зерен преобладает платина, постоянной примесью является железо (9–11 %), реже медь, иридий и осмий. Отмечаются сростки кристаллической платины с форстеритом (рис. 8 а) и кристаллы сульфида осмия (эрлихманит), законсервированные в зернах платины (рис. 8 г, д). Нередко встречаются кристаллы твердых растворов системы Os-Ir-Ru (рис. 8 е). Все эти признаки однозначно указывают на глубинную высокотемпературную кристаллизацию зерен платины и платиноидов.

Платиной и платиноидами обогащены пробы флюидолитов и развивающихся по ним железо-марганцевых руд, в пробах вмещающих карбонатов они не обнаружены. Поэтому мы склонны полагать, что изученные зерна благородных металлов кристаллизовались из высокотемпературного расплава и переме-

щены в приповерхностные горизонты при формировании тел флюидолитов.

С помощью электронной микроскопии осуществлен непосредственный поиск зерен платины и платиноидов в образцах железо-марганцевых руд. Изучались свежие срезы и сколы пород. Несмотря на большое количество изученных образцов (около 100), зерна платины и платиноидов, аналогичные описанным выше, встречены не были. В соответствии с [7], для обнаружения незначительного количества относительно крупных выделений благородных металлов требуется просмотр сотен и даже тысяч шлифов. В то же время в изученном материале найдено несколько микровключений платины, по размерам, форме и составу сходных с таковыми в углеродистых сланцах и рудах Кимканского месторождения (рис. 8 з). В их составе, кроме платины, присутствуют лишь элементы матрицы. Характерных для магматической платины примесей других платиноидов не обнаружено.

Генезис таких микровключений принципиально отличается от генезиса описанных выше зерен платины и платиноидов и, вероятнее всего, связан с переротложением платины в процессе гидротермального железо-марганцевого рудообразования.

Согласно предварительным оценкам, содержание платины в флюидолитах и развивающихся по ним

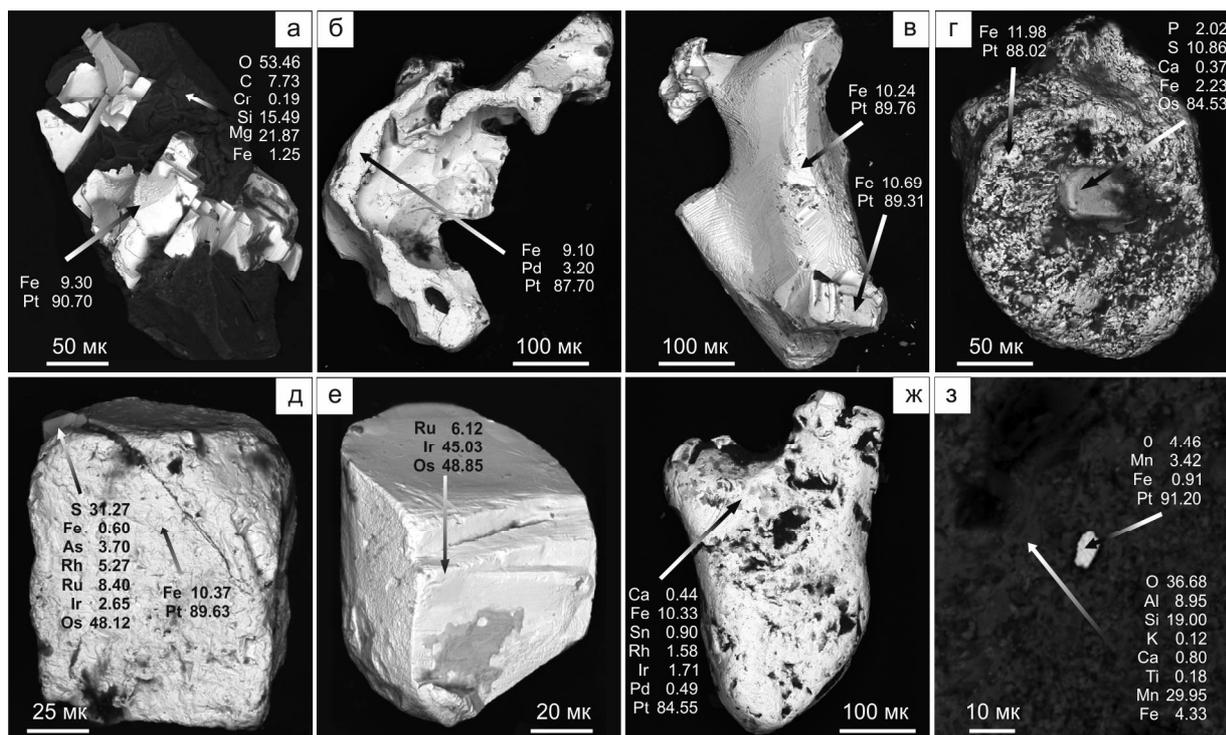


Рис. 8. Микрофотографии типичных зерен платины и платиноидов из пород месторождения Попереchno: а–ж – из оруденелых флюидолитов, з – из железо-марганцевой руды. Стрелки указывают на точки анализа (мас. %).

рудах варьирует от 0.45 до 11.30 г/т. Во вмещающих карбонатах зерна платины не обнаружены.

Высокие содержания золота (0.35 г/т) и серебра (7.8 г/т) отмечались при опробовании Помпеевской ураноносной структуры, прилегающей к Южно-Хинганской зоне с востока. Они интерпретированы как результат воздействия палеозойских гранитоидов на древние углеродистые толщи [4, 13].

Наряду с платиной и платиноидами из обработанных проб выделено несколько сотен зерен золота размером десятые доли миллиметра (рис. 9). Как правило, они обнаруживают элементы огранки (грани куба и октаэдра, рис. 9 а), нередко дендритовидные и комковатые формы (рис. 9 б, в). Следы окатанности и расплющивания при транспортировке в потоках отсутствуют. Часто встречаются зерна золота округлой, в отдельных случаях почти идеальной шарообразной формы (рис. 9 г), которые, по мнению Н.А. Шило [31], «..возникают при очень больших давлениях из вещества, скорее всего, имеющего гелеобразное или аморфное состояние, или магматического расплава, или пересыщенного раствора, по физическим свойствам приближающегося к расплаву».

Округлые и частично ограненные зерна обычно имеют высокое (80–90 %) содержание золота (рис. 9 а–г) с незначительной примесью Ag, Cu и Fe. Среди карбонатов и, в меньшей мере, среди руд

встречены зерна золота с большой долей серебра (рис. 9 д, е).

По предварительным оценкам содержание золота в изученных породах варьирует от 0.18 г/т в известняках до 2.58 г/т в железных рудах. На рис. 10 представлено распределение усредненных содержаний золота и суммы платины с платиноидами (далее МПГ) в породах месторождения, рассчитанное путем прямого деления веса выделенных зерен на вес проб, подвергнутых обогащению.

Наиболее обогащены золотом и платиной флюидолиты и развивающиеся по ним железные руды. В известняках и доломитах золото содержится в меньших количествах, а платины нет совсем. Такое распределение благородных металлов свидетельствует в пользу того, что их источником на месторождении являются флюидолиты. Инертность платины при низкотемпературных процессах (доломитизация, гидротермальное рудоотложение, окварцевание) не позволяет ей существенно мигрировать за пределы породы-источника. Большая мобильность золота в указанных процессах обусловила его привнос в известняки, доломиты и брекчии на поздних этапах формирования месторождения [13].

По данным ICP-MS анализа количество серебра в изученных породах варьирует от первых г/т до 296.2 г/т. В известняках оно редко достигает 1–2 г/т.

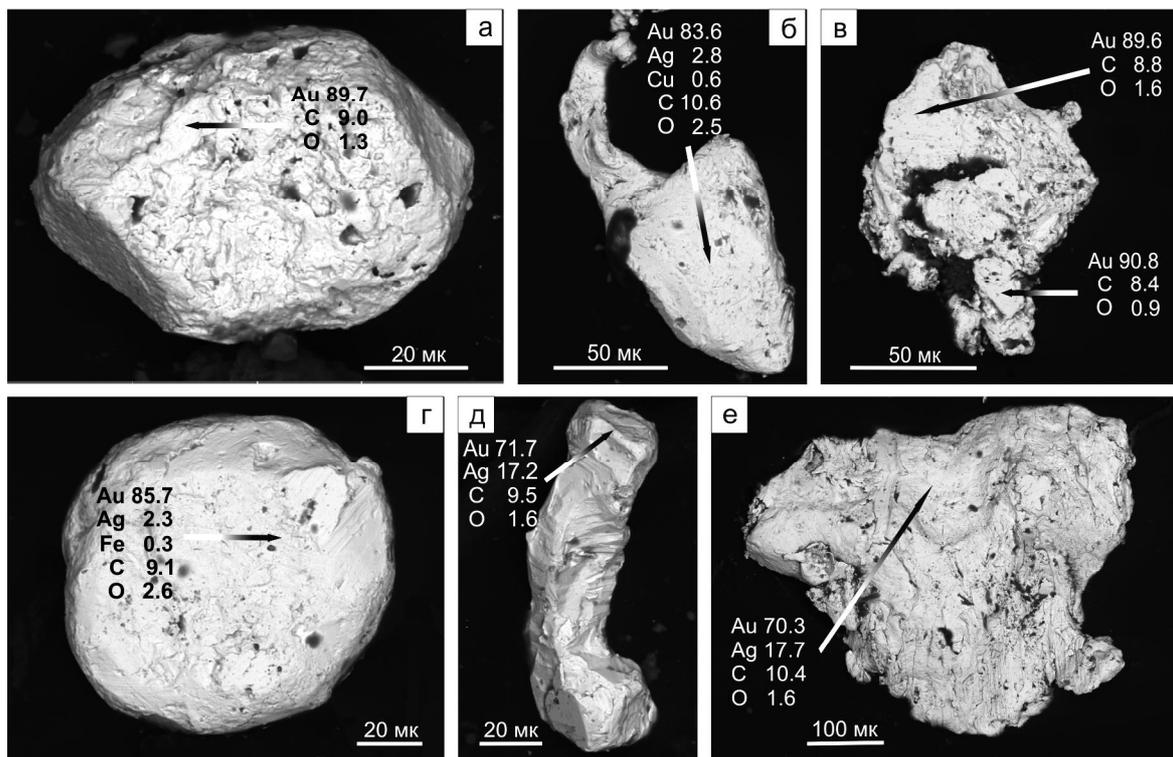


Рис. 9. Микрофотографии типичных зерен золота из пород месторождения Поперечного: а – с элементами огранки; б, в – дендритовидное (б) и комковатое (в); г – округлое; д, е – с высоким содержанием серебра. Стрелки указывают на точки анализа (мас. %).

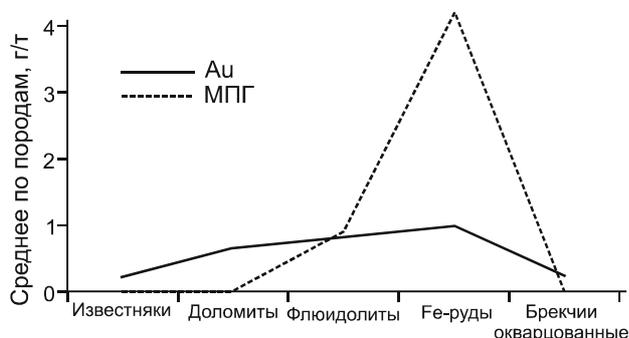


Рис. 10. Средние содержания золота и платины в породах месторождения Поперечного.

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.

Под электронным микроскопом в породах с повышенным содержанием Ag обнаруживаются многочисленные микровключения серебра (рис. 11 а, б) и

его минералов. Постоянной примесью в самородном серебре являются медь, железо, реже цинк, в единичных зернах зафиксированы примеси молибдена, никеля, золота и палладия. Наиболее высокопробное самородное серебро зафиксировано в обломках карбонатов из флюидолитов.

Интерметаллические соединения серебра и золота встречаются 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 микровыведения электрума с элементами кристаллографической огранки обнаружены в пирите (рис. 11 в).

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА

Полученные новые данные по петрологии вмещающих пород и минералого-геохимическим особенностям оруденения месторождения Поперечного не согласуются с представлениями об осадочном (вулканогенно-осадочном) генезисе его руд. Первично осадочными являются вмещающие карбонаты, о чем свидетельствует отрицательная аномалия Се в известняках (0.82), что характерно для морской воды [42]. Обогащение карбонатов кремнекислотой, железом, марганцем, магнием и рядом микроэлементов является, по-видимому, следствием региональной доломитизации и полиэтап-

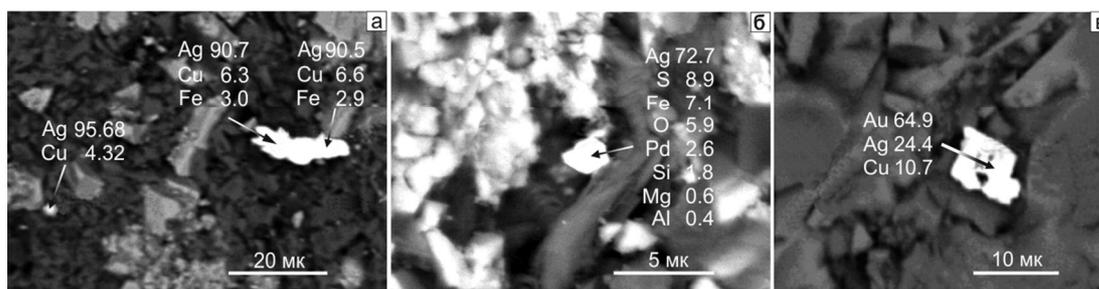


Рис. 11. Самородное серебро в доломитизированном известняке (а); акантит (?) с примесью Pd в гематит-кремнистой массе железной руды (б); электрум в пирите (в). Стрелки указывают на точки микроанализа (мас. %).

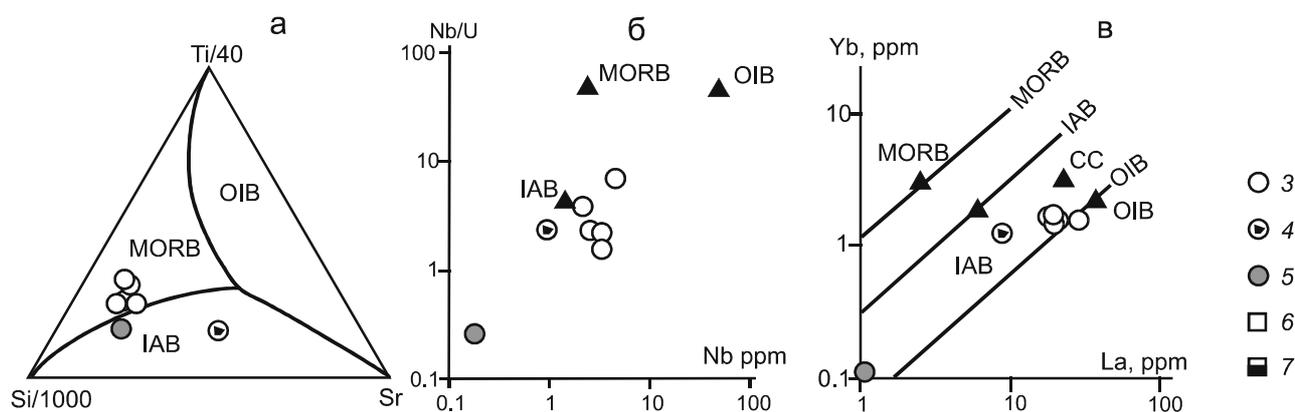


Рис. 12. Фигуративные точки флюидолитов месторождения Поперечного на диаграммах Si/1000–Ti/40–Sr [47] (а), Nb/U–Nb [37, 48] (б) и Yb–La [32] (в). Здесь и далее номера условных обозначений соответствуют номерам анализов в табл. 1.

ной гидротермальной деятельности, которая привела к формированию железо-марганцевого оруденения.

Геодинамические условия, в которых происходило внедрение флюидолитов во вмещающие карбонаты, однозначно не установлены. На диаграмме Si/1000–Ti/40–Sr [47] фигуративные точки «свежих» флюидолитов группируются в поле MORB, что связывает их образование с магматизмом океанических рифтов (рис. 12 а). Точки флюидолитов, доломитизированных и окварцованных разновидностей сдвинуты в поле базальтов островных дуг, что объясняется привнесом в них стронция (рис. 5). В то же время на диаграмме Nb/U–Nb [37, 48] фигуративные точки флюидолитов группируются вблизи модельного состава островодужных базальтов (рис. 12 б). А на диаграмме Yb–La, отражающей соотношение легких и тяжелых РЗЭ [32], флюидолиты месторождения Поперечного попадают в область составов базальтов океанических островов (рис. 12 в). Вероятнее всего, эта неопределенность отражает особенности состава флюидолитов, главной из которых является его неравновесность: по существу эти породы являются композитом из глубинных магматических расплавов и обломков

корового материала. В этом случае становится понятной близость к MORB силикатно-титановой основы этих пород, смещение фигуративных точек составов в сторону Sr при увеличении доли корового материала и наложенных изменениях (доломитизация и окварцевание) в коровых условиях (рис. 12 а), сдвиг в область модельного состава островодужных базальтов с привнесом корового урана (рис. 12 б) и смещение в область составов базальтов океанических островов в связи с нивелированием характерного для MORB обогащения тяжелыми РЗЭ (рис. 12 в).

Петрологическими исследованиями установлено, что железные и железо-марганцевые руды месторождения Поперечного развиваются в ассоциации с флюидолитами и, в меньшей мере, по вмещающим карбонатам. В них обнаружены реликты ксенокристов и обломков, характерных для флюидолитов. Наиболее богатые руды имеют брекчиевую текстуру. Фиксируется значительное геохимическое сходство руд с флюидолитами (см. рис. 6). На диаграммах рис. 13 железные и железо-марганцевые руды месторождения имеют отчетливо обособленные характеристики, однако общей чертой для них является несоответст-

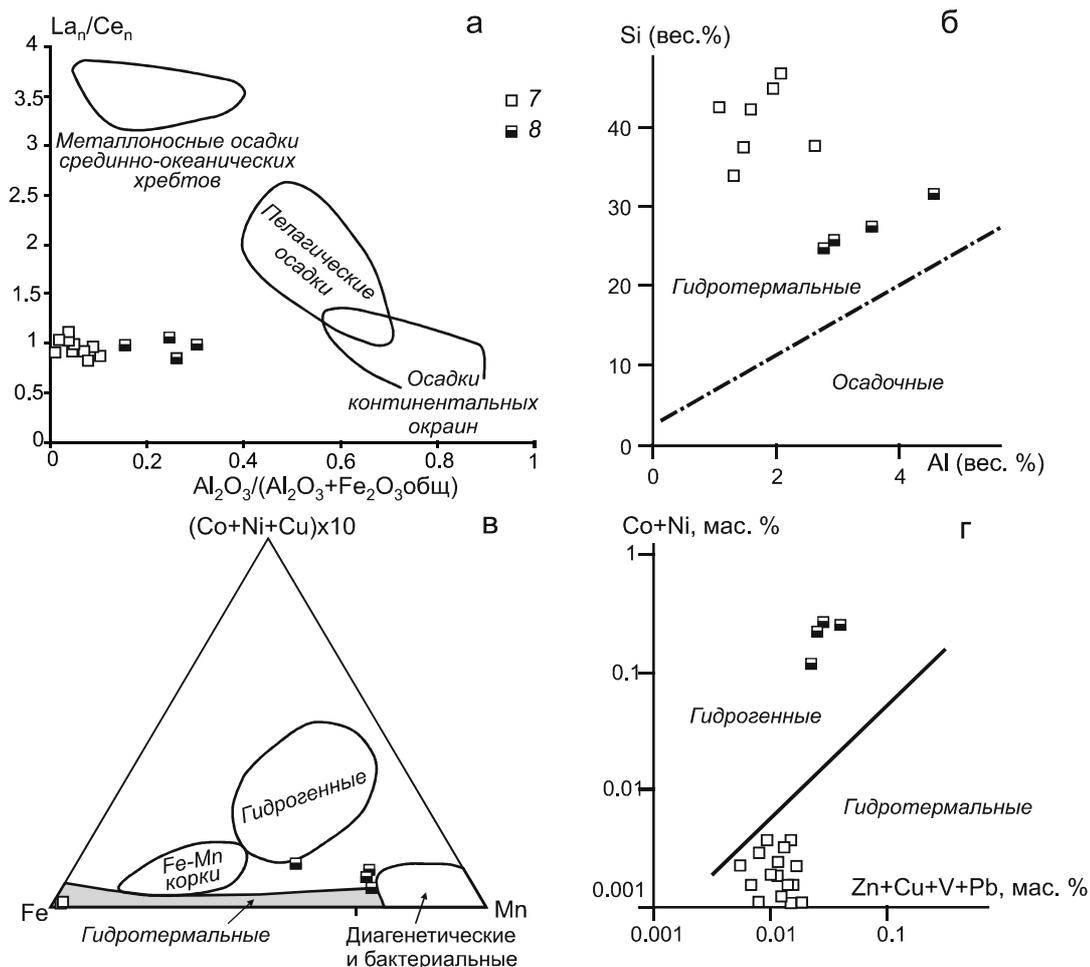


Рис. 13. Фигуративные точки железных и железо-марганцевых руд месторождения Поперечного на диаграммах $La_n/Ce_n-Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3_{общ})$, по [39], (а), Si–Al, по [46], (б), $10(Co+Ni+Cu)-Fe-Mn$, по [33, 34], (в) и $(Co+Ni)-(Zn+Cu+V+Pb)$, по [40], (г).

вие их состава составам типичных морских осадков (рис. 13 а).

Диаграмма Si–Al свидетельствует в пользу гидротермальной природы этих руд (рис. 13 б). В то же время фигуративные точки состава железных и железо-марганцевых руд на этих диаграммах не образуют единой совокупности, что свидетельствует о различиях в условиях их образования [1]. Еще нагляднее это различие проявляется на диаграммах рис. 13 в, г. Железные руды на диаграмме $10(Co+Ni+Cu)-Fe-Mn$ группируются в наиболее железистой области поля гидротермальных руд, в то время как железо-марганцевые руды тяготеют к полям гидрогенных, диагенетических и бактериальных образований (рис. 13 в). По соотношению $(Co+Ni)-(Zn+Cu+V+Pb)$ руды месторождения Поперечного отчетливо разделяются на гидротермальные железные и гидрогенные железо-марганцевые (рис. 13 г). Нам представляется, что такие геохимические особенности руд могут быть

следствием различий в механизме формирования (источнике) образующих их гидротерм. Гидрогенная «метка» в железо-марганцевых рудах свидетельствует о том, что образовавшие их гидротермальные растворы формировались из материала, участвовавшего в осадочном процессе. По результатам исследований гидротермальных систем современных вулканов [8, 49] в надсубдукционных гидротермалитах европиевая аномалия обычно имеет отрицательный характер, что наблюдается и в рудах месторождения Поперечного ($Eu_n/Eu_n^* = 0.61$ для Fe и 0.54 для Fe–Mn руд).

Таким образом, формирование изученного железо-марганцевого оруденения Поперечного связано с внедрением в морские карбонатные толщи криптовулканических пород – флюидолитов – и сопровождавшей это внедрение гидротермальной деятельностью. Вместе с тем не следует исключать возможность участия в этом процессе металлоносных магматических дифференциатов (рудных магм, по [5]), в пользу чего

свидетельствует установленная геохимическая близость руд и флюидолитов. В флюидолитах нередко отмечаются обломки железных и железо-марганцевых руд, в которых, в свою очередь, фиксируются микротрещины, заполненные криптовулканической массой. В изученном материале нами диагностировано, как минимум, три фазы флюидолитов. Эти факты говорят о неоднократных внедрениях флюидолитов, вероятно чередовавшихся с этапами рудоотложения.

В «гидротермальную» схему не вписываются данные о возможном гидрогенном генезисе железо-марганцевых руд (рис. 13 в, г). Однако повышенное содержание суммы кобальта и никеля в этих рудах может быть не связано с деятельностью биоты при их образовании, а быть следствием привноса этих элементов в руды гидротермами вместе с марганцем. В этом отношении показательно, что в флюидолитах содержание Co и Ni также повышено (табл. 1, рис. 5 б). Не исключена возможность ремобилизации первично гидрогенных или гидротермально-гидрогенных марганцевых отложений, сначала образовавшихся на склонах океанических островов и абиссальных равнинах, а затем «затянутых» в зону субдукции [24] и «вернувшихся» в рудогенерирующую систему месторождения вместе с флюидолитами.

Вопрос о возрасте внедрения флюидолитов и развития железо-марганцевого оруденения на месторождении на данном этапе исследования остается открытым. Прямые геохронологические данные по флюидолитам и рудам отсутствуют. Известно лишь, что флюидолиты и руды образовались после отложения карбонатов мурандавской свиты. Поэтому соотнести процесс их образование с каким-либо этапом развития Малого Хингана (морское осадконакопление, субдукция, аккреция, активизация в составе консолидированного террейна) в настоящее время сложно.

Вмещающие карбонаты, флюидолиты и железо-марганцевые руды месторождения подвержены региональной доломитизации, возможно связанной со становлением палеозойских гранитоидов. Гидротермальная деятельность, проявившаяся на ее завершающей стадии, привела к формированию низкотемпературной минерализации, представленной электрумом, сульфидами и хлоридами серебра, редкими зернами радиоактивных элементов (торит), теллуридами висмута и свинца, галенитом и другими сульфидами, включая пирит, приуроченный к поздним кварцевым прожилкам.

ВЫВОДЫ

Петрологическими и геохимическими исследованиями установлено, что основными рудовмещающими породами на месторождении Поперечном являются флюидолиты, их доломитизированные и оруденные разновидности.

По основным геохимическим параметрам флюидолиты соответствуют магматическим породам среднего-основного состава. Нами диагностировано, как минимум, три фазы флюидолитов, что говорит о пульсационном характере их внедрения. Формирование железо-марганцевого оруденения на месторождении связано с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей внедрение флюидолитов.

Флюидолиты и развивающиеся по ним железо-марганцевые руды обогащены платиной, платиноидами, золотом и серебром. Согласно предварительным оценкам, содержание в них платины и платиноидов варьирует от 0.45 до 11.3 г/т, золота – от 0.18 г/т до 2.58 г/т, серебра – от первых г/т до 296.2 г/т.

Происхождение самородной платины, платиноидов и высокопробного золота связано с высокотемпературной кристаллизацией в глубинном магматическом очаге, откуда они были транспортированы флюидолитами на уровни локализации руд. Поздние этапы гидротермальной деятельности инициировали частичное перераспределение золота из флюидолитов во вмещающие карбонаты и руды.

Таким образом, в результате детального исследования месторождения Поперечного получены новые данные, которые могут послужить основой для кардинального пересмотра сложившихся представлений не только об изученном объекте, но и о металлогении Малого Хингана в целом. В свете изложенных данных представляется целесообразным провести геолого-петрографическое доизучение многочисленных железо-марганцевых месторождений Малого Хингана с позиций новой для региона концепции флюидно-каркасных систем с целью выявления в них сопутствующего благороднометалльного оруденения [21]. Основными критериями при постановке такого доизучения и при оценке металлогенического потенциала оруденения подобного типа должны являться диагностика, изучение пространственного расположения и опробование на благородные металлы тел флюидолитов. Результаты этих работ могут существенно расширить металлогенический потенциал и промышленную значимость Дальневосточного региона России.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.; Кн. 2. 981 с.

3. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание / Ред. Л.И. Красный. М.: Недра, 1966. 736 с.
4. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
5. Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск: Наука, 1987. 165 с.
6. Егоров Е.В., Тимофеева М.В. Эффузивные железисто-кремнистые формации и железо-рудные месторождения Малого Хингана // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира / Труды международного симпозиума. Киев: Наук. думка, 1972. С. 188–195.
7. Зеленев В.И. Методика исследования золото- и серебросодержащих руд. 3-е изд. М.: Недра, 1989. 302 с.
8. Карпов Г.А., Николаева А.Г., Алехин Ю.В. Содержание и источники редкоземельных элементов в современных вулканогенных гидротермальных системах Камчатки (к проблеме генезиса современных магматогенных флюидных потоков) // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 163–176.
9. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.А. Возраст амурской серии Буря-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640
10. Кулиш Е.А., Кулиш Л.И., Меркурьев К.М., Панских Е.А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.
11. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. 465 с.
12. Невструев В.Г., Саксин Б.Г., Усиков В.И., Бердников Н.В. Криповулканические древние породы Малого Хингана // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Второй Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 213–216.
13. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г., Усиков В.И. благороднометаллическая минерализация в углеродистых породах Поперечного железо-марганцевого месторождения (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 102–111.
14. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г., Усиков В.И. благороднометаллическая минерализация в углеродистых породах Поперечного железо-марганцевого месторождения (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 102–111.
15. 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) // Проблемы комплексного освоения георесурсов / Горн. информ. аналит. бюлл. 2016. № 8 (спец. вып. 21). С. 486–491.
16. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
17. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е третье, исправ. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
18. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
19. Рассказов И.Ю., Саксин Б.Г., Потапчук М.И., Усиков В.И. Геомеханическая оценка условий разработки Южно-Хинганского месторождения марганцевых руд // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2014. № 1. С. 13–22.
20. Саксин Б.Г., Крюков В.Г., Литвинова Н.М., Степанова В.Ф., Лаврик Н.А. Результаты поисковых экспериментальных исследований по адаптации существующих методик минералогического анализа при выявлении благороднометаллической минерализации в черносланцевых комплексах // Проблемы комплексного освоения георесурсов / Горн. информ. аналит. бюлл. 2016. № 8 (спец. вып. 21). 2016. С. 297–307.
21. Саксин Б.Г., Усиков В.И., Невструев В.Г. Мезозойское рудное золото Малого Хингана (Дальний Восток России) и обоснование направления поисков в рамках концепции флюидно-каркасных систем // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 3. С. 28–39.
22. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002, 336 с.
23. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Первые данные о возрасте раннепалеозойских гранитоидов Малого Хинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 2. С. 228–232.
24. Сорохтин О.Г., Сорохтин Г.О. Субдукционный механизм происхождения алмазов // Геология и полез. ископаемые мирового океана. 2006. № 1. С. 5–36.
25. Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.
26. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С., Авдеев Д.В. Первые находки видимых платиноидов в черносланцевых толщах Буреинского массива (Хабаровский край и Еврейская АО) // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 5. С. 672–675.
27. Ханчук А.И., Бердников Н.В., Черепанов А.А., Коновалова Н.С. Тонкодисперсные золото и платиноиды в графитовых сланцах Буреинского массива – новый тип благороднометаллического оруднения на Дальнем Востоке России // Горн. информ.-аналит. бюлл. М.: МГУ, 2009. Вып. 5. С. 9–18.
28. Ханчук А.И., Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометаллическая минерализация // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 815–828.
29. 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.
30. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114–136.
31. Шило Н.А. Витватерсранд и проблема рудообразования //

- Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 101–111.
32. Barrett T.J., MacLean W.H. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks // Alteration and alteration processes associated with ore forming systems / D.R. Lentz. Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes. 1994. V. 11. P. 433–467.
 33. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine iron-manganese deposits // Ferromanganese deposits on the ocean floor: International decade of ocean Exploration / Ed. D. Horn. Washington, DC.: National Sci. Foundation, 1972. P. 149–166.
 34. Crerar D.A., Namson J., Chyi M.S., Williams L., Feigenson M.D. Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers // Econ. Geol. 1982. V. 77, N 3. P. 519–540.
 35. Franchia F., Hofmann A., Cavalazzic B., Wilson A., Barbieri R. Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using rare earth elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco) // Chem. Geol. 2015. V. 409. P. 69–86.
 36. Haley B.A., Klinkhammer G.P., McManus J. Rare earth elements in pore waters of marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. 1265–1279.
 37. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // Earth & Planet. Sci. Lett. 1986. V. 79, Iss. 1–2. P. 33–45.
 38. Hu Y., Feng D., Peckmann J., Roberts H.H., Chen D. New insights into cerium anomalies and mechanisms of trace metal enrichment in authigenic carbonate from hydrocarbon seeps // Chem. Geol. 2014. V. 381. P. 55–66.
 39. Murray R.W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications // Sed. Geol. 1994. V. 90. P. 213–232.
 40. Nicholson K. Stratiform manganese mineralization near Inverness, Scotland: a Devonian sublacustrine hot-spring deposit? // Miner. Deposita. 1990. V. 25. P. 126–131.
 41. Oliveri E., Neri R., Bellanca A., Riding R. Carbonate stromatolites from a Messinian hypersaline setting in the Caltanissetta Basin, Sicily: petrographic evidence of microbial activity and related stable isotope and rare earth element signatures // Sedimentology. 2010. V. 57. P. 142–161.
 42. Olivier N., Boyet M. Rare earth and trace elements of microbialites in Upper Jurassic coral- and sponge-microbialite reefs // Chem. Geol. 2006. V. 230. P. 105–123.
 43. Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Reference module in Earth systems and environmental sciences / Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, 2014. V. 3, N 1. P. 1–39.
 44. Peccerillo A. Plio-Quaternary volcanism in Italy // Petrology, geochemistry geodynamics. Heidelberg: Springer, 2005. 365 p.
 45. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
 46. Toth J.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron // Geol. Soc. Am. Bull. 1980. P. I. V. 91. P. 44–54.
 47. Vermeesch P. Tectonic discrimination of basalts with classification trees // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. N 70. P. 1839–1848.
 48. Weidong Sun, Yanhua Hu, Vadim S. Kamenetsky, Stephen M. Eggins, Ming Chen, Richard J. Arculus. Constancy of Nb/U in the mantle revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. N 72. P. 3542–3549.
 49. Wood S.A. Rare earth element systematics of acidic geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // J. Geochem. Explor. 2006. V. 89, N 1–3. P. 424–427.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

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

Genetic aspects of precious metal mineralization on the Poperechny Deposit, Maly Khingan, Russia

Bodies of cryptovolcanic rocks (fluidolites) play a great part in the structure of the iron-manganese Poperechny Deposit, Maly Khingan, Russia. Fe-Mn ores in association with fluidolites occur in the ancient carbonate rocks. In rocks and ores of the Deposit, minerals of the platinum group metals, gold and silver up to tenths of a millimeter in size are established. Characteristic admixture in the platinum is iron (9–11 %), and, in a lesser amount, copper, iridium and osmium. Polycrystalline isoferroplatinum aggregate with forsterite is observed. Individual grains of intermetallic compounds, Os-Ir-Ru-Rh are revealed. Gold grains (up to 93 % of Au) are characterized by dendritic and lumpy forms, often with elements of cutting. The grains are often rounded, in some cases, nearly perfect spherical shape. Native silver is common among the dolomites and in the dolomite fragments from fluidolites. Constant admixture in silver are Cu, Fe, rare Zn, isolated grains include molybdenum, nickel, gold, and palladium admixtures. Platinoids and gold of a high standard are related with fluidolite, the only magmatic formations in the studied interval of the deposit. Silver, its minerals, low-grade gold and sulfides are attached to the rocks and ores which underwent regional dolomitization, low-temperature hydrothermal processing and silicification. The content of platinum in the samples reaches 11.3 gr/t, gold – 2.35 gr/t, silver – 296.2 gr/t that permits to consider the studied object as an industrial perspective for precious metals.

***Key words:* iron, manganese, Maly Khingan, platinum, platinoids, gold, silver, fluidolites.**