

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОПЕРЕЧНОЕ, КОСТЕНЬГИНСКОЕ И КАЙЛАНСКОЕ
МАЛОХИНГАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЕАО, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)**

Н.С. Коновалова, Н.В. Бердников, П.К. Кебезинская

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; e-mail: nick@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 05 ноября 2025 г.

В работе обсуждается магматогенно-гидротермальная модель железорудной (с марганцем) минерализации трех крупных (Поперечное, Костеньгинское, Кайланское) месторождений Малохинганского рудного района на Дальнем Востоке России. Железо-марганцевые руды здесь образуют псевдостратифицированные залежи в венд–кембрийских карбонатах и тесно ассоциируют с магматическими брекчиями (флюидолитами), «магнетитовыми лавами» и минерализованными туфами. Рудно-магматический комплекс имеет значительно более молодой (125 ± 21 Ма по ^{190}Pt - ^4He методу по зернам изоферроплатины из брекчий), чем вмещающие карбонаты, возраст и демонстрирует сложный характер оруденения: в одних случаях магматические породы секут гидротермальные руды и образуют с ними псевдослоистые пакеты, в других сами они подвергаются гидротермальным изменениям и оруденению. В магматических породах и рудах обнаружены многочисленные микросферулы силикатного, железо-оксидного и Cu-Ag-Au состава, что свидетельствует в пользу участия эксплозивных процессов в образовании месторождений. Вмещающие карбонаты местами изменены с образованием скарновых минералов и частичным расплавлением диспергированного материала, что трактуется нами как результат локальных прорывов связанного с рудогенезом высокотемпературного флюида.

Геохимические характеристики свидетельствуют о постсубдукционном характере эксплозивных магматических пород на месторождениях, а их Nd-Sr изотопная систематика – об их контаминации материалом континентальной коры.

Предлагаемая модель железорудной (с марганцем) минерализации изученных месторождений основана на предположении функционирования в готериве-апте в районе Малого Хингана магматогенно-гидротермальной рудогенерирующей системы, включающей эксплозивную деятельность на фоне гидротермального рудообразования. Система сформировалась над разрывом в слэбе после прекращения юрско-неокомской пологой субдукции океанической плиты под Цзямусы-Бурья-Ханкайский супертеррейн и активизации движений по сдвигам системы Тан-Лу.

Ключевые слова: эксплозивная брекчия, микросферулы, железорудная (с марганцем) магматогенно-гидротермальная минерализация, пологая субдукция, разрыв слэба, Малохинганский рудный район, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то, что подавляющее большинство (более 95 %) мировых запасов железа сосредоточено в стратиформных железорудных месторождениях формации железистых кварцитов, связанных с океаническими рифтогенными обстановками, эпиконтинентальными бассейнами, континентальными шельфами и пассивными окраинами, железо-марганцевые (Fe-Mn) месторождения в орогенных поясах также являются существенными источниками этих важных для промышленности металлов [22, 33, 38, 58]. Эти

месторождения являются продуктом деятельности различных магматических, гидротермальных, осадочных и биологических процессов, важное место среди которых занимает эксплозивный вулканизм [47, 54]. Так, средние мировые океанические потоки растворенного железа и марганца из вулканических источников оцениваются в пределах от 50 до 500 (в среднем 180) Гмоль/год железа и от 0.6 до 3.2 (в среднем 1.3) Гмоль/год марганца [46]. Железо-марганцевая минерализация часто развивается в молодых вулканических дугах (Эгейская дуга, желоба Идзу-Бонин

и Тонга-Кермадек, Вануату, остров Новая Британия, Курильские и Алеутские острова) и в кайнозойских задуговых бассейнах (Тирренское море, бассейн Лау, бассейн Северного Фиджи, Марианская и Окинавская впадины, Японское море, Охотское море) [2–5, 34, 35, 40, 43, 45, 55, 57, 61], подтверждая связь между активным вулканизмом (часто эксплозивным), гидротермальной активностью (гидротермальные поля, горячие источники и др.) и железо-марганцевой минерализацией в древних и современных надсубдукционных зонах [37, 48, 59].

Железорудные и железо-марганцевые месторождения Малохинганского рудного района (ЕАО, Дальний Восток России) со времени их открытия и разведки считались осадочными (вулканогенно-осадочными) [16]. Результаты последующих детальных исследований руд и ассоциирующих с ними пород на месторождениях Поперечное, Костеньгинское и Кайланское свидетельствуют в пользу участия магматических (эксплозивных) процессов в формировании этих месторождений, которые проходили одновременно с интенсивной гидротермальной проработкой, ответственной за формирование основного объема руд [6]. Об этом же говорит наличие в породах Поперечного сопутствующей минерализации с промышленными содержаниями золота и платиноидов [7, 20, 28, 29].

В статье на основании синтеза имеющихся данных предпринята попытка построения магматогенно-гидротермальной модели образования изученных месторождений с целью получения новых знаний об условиях формирования сложных геологических объектов с комплексной минерализацией. Нам представляется, что эти знания могут быть использованы при разработке новых критериев для прогноза и поисков подобных объектов как на территории Дальнего Востока России, так и в других регионах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поперечное, Костеньгинское и Кайланское месторождения локализованы в пределах Буреинского массива, который является северной частью сложного Цзямусы-Буреинско-Ханкайского супертеррейна, расположенного на юго-восточном окончании Центрально-Азиатского орогенного пояса [23] (рис. 1, а). Здесь, в пределах Малохинганского рудного района, выделены Восточная (I), Кимкано-Костеньгинская (II) и Южно-Хинганская (III) рудоносные зоны, в которых локализованы многочисленные месторождения и проявления железных и железо-марганцевых руд [17] (рис. 1, б).

На рис. 2 приведены схематические геологические карты Поперечного и Костеньгинского месторождений*. Их железные и железо-марганцевые руды образуют субпластовые псевдостратифицированные тела в карбонатных породах мурандавской свиты (поздний рифей–венд, по [24]).

Железные с марганцем руды месторождений Малохинганского рудного района традиционно считались эксгалационно-осадочными, осадочными или вулканогенно-осадочными вследствие «стратиформного» облика рудных тел и их тесной пространственной ассоциации с позднепротерозойской (рифей–венд) карбонатной формацией [13, 32, 67]. Альтернативная точка зрения предполагает гидротермальный (возможно, с гидрогенным компонентом) генезис основного объема Fe-Mn минерализации [6].

Вблизи рудных тел вмещающие доломиты неравномерно изменены, что выражается в перекристаллизации карбонатов, окварцевании и появлении в их составе минералов, характерных для скарновых ассоциаций [10]. С рудами тесно ассоциируют магматические брекчии (флюидолиты), ранее относимые к осадочным образованиям (терригенным катаклазитами) [25]. Матрикс брекчий может быть классифицирован как доломитизированный и пропилитизированный дациандезитовый игнимбрит, среди обломков преобладают вмещающие карбонаты, брекчии и руды более ранних генераций. Брекчии обнаруживают явно дискордантные взаимоотношения с вмещающими карбонатами, указывая на инъекции горячей флюидизированной магмы в карбонатную матрицу (рис. 3, а) [6]. С гидротермальными Fe-Mn рудами они часто образуют переслаивания, формируя псевдослоистые структуры (рис. 3, б, в), нередко также случаи конкордантных взаимоотношений с резкими контактами. Местами в массивных Fe-Mn рудах отмечены прослойки мелкозернистого (1–2 мм) материала пепловой размерности (рис. 3, г).

В то же время сами брекчии часто гидротермально изменены с образованием в их составе минералов Fe-Mn руд, что свидетельствует о тесной связи процессов гидротермального оруденения и эксплозивной деятельности. Кроме брекчий среди ассоциирующих с рудами магматических пород отмечены игнимбриты, оруденелые туфы и «магнетитовые лавы», подобные продуктам извержений вулкана Эль Лако и некоторым другим обогащенным железом вулканитам на севере Чили [30, 42, 52, 62]. Геохимические особенности вулканических пород в изученных месторождениях, в

*Картографические материалы по Кайланскому месторождению отсутствуют.

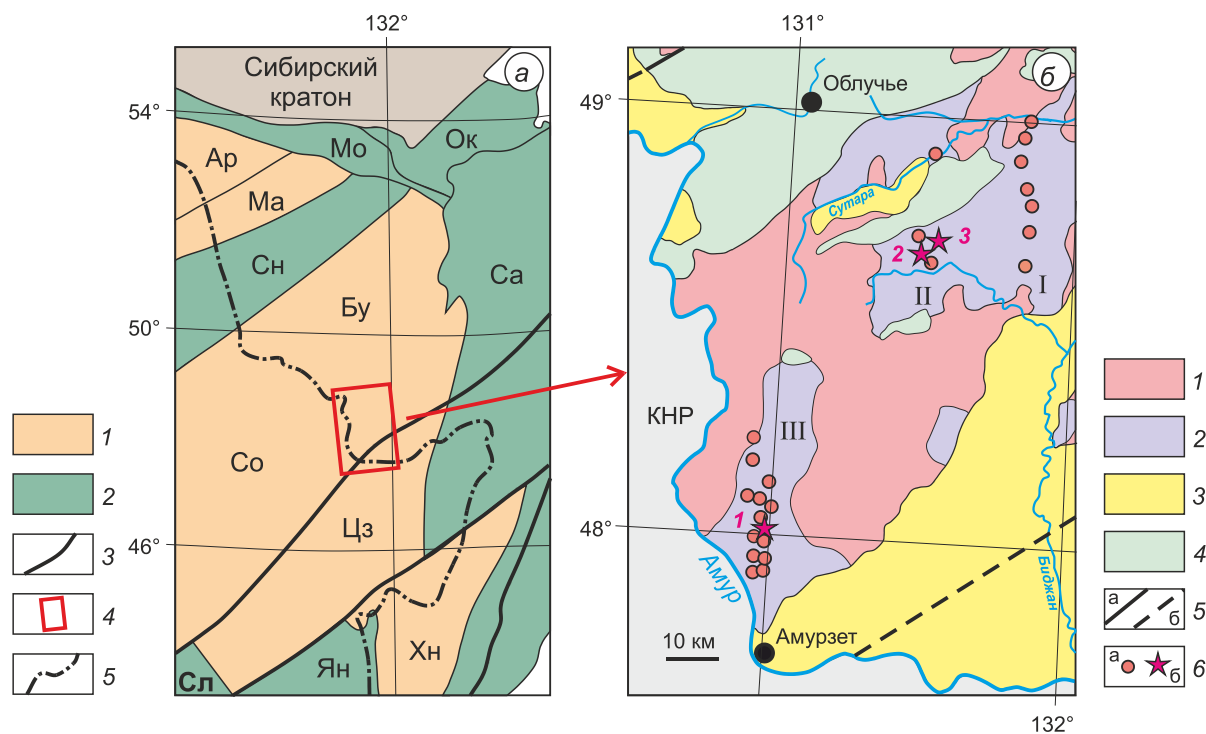


Рис.1. Район расположения месторождений Поперечное, Костеньгинское и Кайланское на тектонической схеме континентальной части Восточной Азии (по [27], с изменениями) (а).

1 – блоки (массивы) с докембрийским-кембрийским фундаментом (Ар – Аргунский, Ма – Мамынский, Бу – Буреинский, Со – Сонген, Цз – Цзямусы, Хн – Ханкайский), 2 – фанерозойские орогенные пояса (Са – Сихотэ-Алинский, Ок – Охотско-Корякский, Мо – Монголо-Охотский, Со – Сонген, Сл – Солонкер, Ян – Янбиань), 3 – основные разломы, 4 – район работ, 5 – государственная граница с КНР.

Геологическая схема (по [21], с изменениями) восточной части Буреинского массива с Fe-Mn объектами (б).

1 – кристаллический фундамент, 2 – фрагменты Кимканского (V- ϵ_1) прогиба, 3 – кайнозойские континентальные впадины, 4 – вулканические прогибы мезозойские и мезозой-кайнозойские, 5 – разломы: а – зафиксированные, б – предполагаемые, 6 – Fe и Fe-Mn месторождения и проявления (а) – звездочки (б) – месторождения Поперечное (1), Костеньгинское (2) и Кайланское (3). Римские цифры – Восточная (I), Кимкано-Костеньгинская (II) и Южно-Хинганская (III) рудоносные зоны.

частности, деплетирование в отношении высокозарядных элементов (рис. 4), свидетельствуют об их формировании в условиях активной континентальной окраины. Примечательно, что стиль их распределения в определенной степени наследуется гидротермальными рудами, подчеркивая тем самым их генетическую связь (общность источника) с эксплозивными породами.

Изотопный состав стронция и неодима в вулканитах и рудах отражает вовлечение в петро- и рудогенез вещества континентальной коры, возможно, аналогичной по составу блокам (массивам) с докембрийско-кембрийским фундаментом в структуре Восточной Азии, например, метаморфическим породам Буреинского и Ханкайского массивов [14, 15, 30].

Структурные признаки свидетельствуют о том, что рудно-эксплозивный комплекс наложен на венд-кембрийские вмещающие карбонатные толщи. Определение возраста зерен платины из руд и брекчий

месторождения Поперечное ^{190}Pt - ^4He изотопным методом показало раннемеловые (125 ± 21 млн лет) датировки [29].

МИКРОСФЕРУЛЫ В ПОРОДАХ И РУДАХ ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Прямым доказательством участия магматических (эксплозивных) процессов в образовании железо-марганцевого оруденения является обнаружение в породах и рудах месторождений микросферул различного состава. Для эксплозивных брекчий (флюидолитов), ассоциирующих с ними руд, игнимбритов и туфов характерны силикатные, железо-оксидные и медь-золото-серебряные микросферулы, для измененных вблизи брекчий карбонатов – железо-оксидные, медь-золото-серебряные и карбонатно-силикатные.

Силикатные микросферулы обычно имеют сферическую форму, иногда нарушенную находящимися

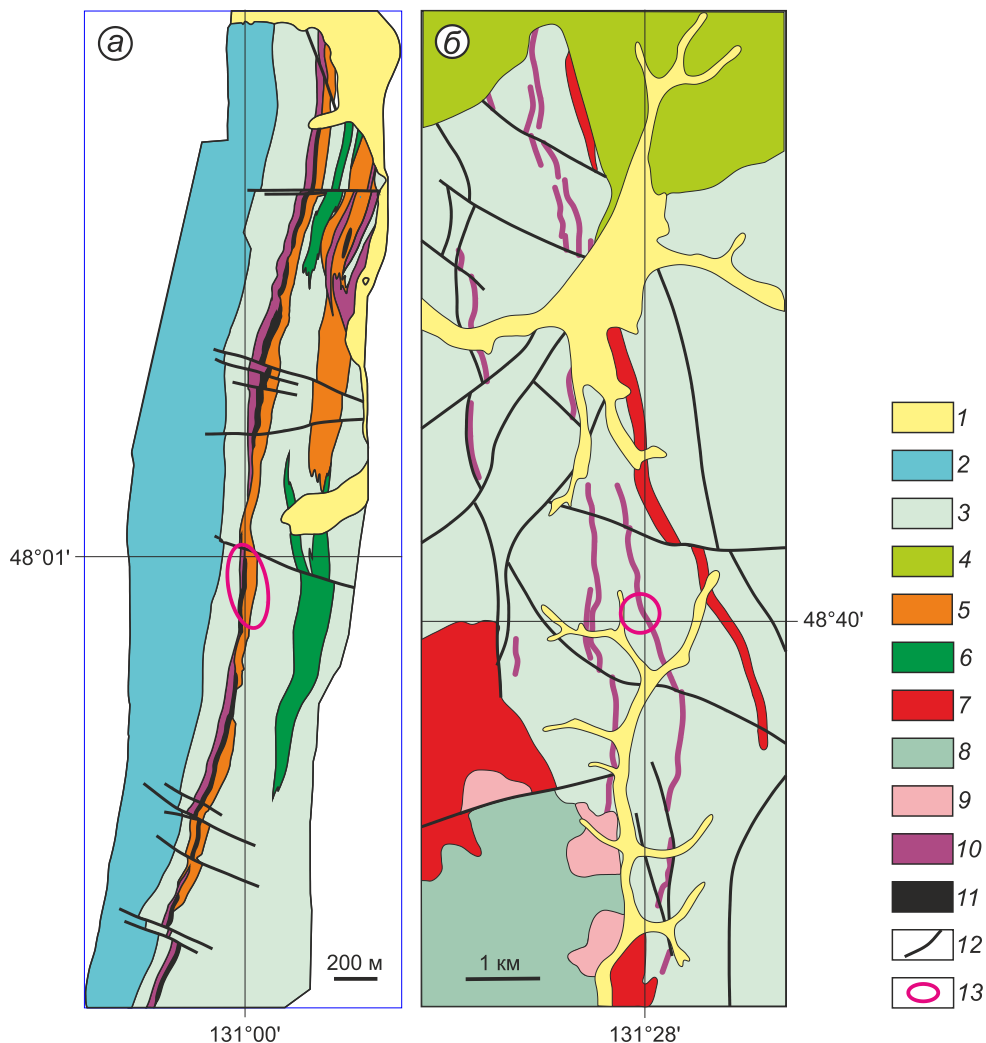


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Попереchnого (а) и Костеньгинского (б) месторождений (по [30], с изменениями).

1 – современный аллювий, 2 – кембрийские известняки, доломиты, сланцы (лондоковская свита), 3 – венд-кембрийские доломиты, сланцы, песчаники (мурандавская свита), 4 – меловые вулканы, туфы, игнимбриты, 5 – взрывчатые брекчии, 6 – базальтоиды, 7 – ордовикские граниты и риолиты, 8 – средне-позднекаменноугольные габбро и диориты, 9 – позднепермские-раннетриасовые граниты, 10–11 – тела железных (10) и железо-марганцевых (11) руд; 12 – разломы; 13 – места взятия проб.

на поверхности или погруженными в сферулу микрокристаллами, вогнутостями и выпуклостями, редко – микросферулами меньшего размера. Гомогенные микросферулы состоят из высокожелезистого силикатного стекла, часто с газовыми полостями, микрокристаллами кварца и/или полевого шпата. В некоторых микросферулах сосуществуют стекловатые фазы с разным содержанием железа и кремнезема. Кремнекислые фазы обогащены Si, Ca, Na и K, а железистые содержат повышенные концентрации Fe, Ti, Mg и Mn [8].

Силикатные микросферулы образуются в богатой кремнеземом гетерогенной жидкой или жидко-газовой системе, обеспечивающей возможность принятия одной из фаз сферической формы за счет

сил поверхностного натяжения. Такие системы функционируют в процессе вулканической деятельности [31, 36, 41]. Нам представляется, что изученные силикатные микросферулы являются застывшими каплями силикатного расплава, диспергированного в процессе взрывов.

В силикатных расплавах доказана возможность возникновения несмесимости, в результате которой расплав распадается на две несмешивающиеся жидкости разного состава [19, 49]. В изученных нами силикатных микросферулах в ряде случаев фиксируется сосуществование двух стекловатых фаз, одна из которых обогащена кремнекислотой, а другая – железом. Нам представляется, что такие микросферулы

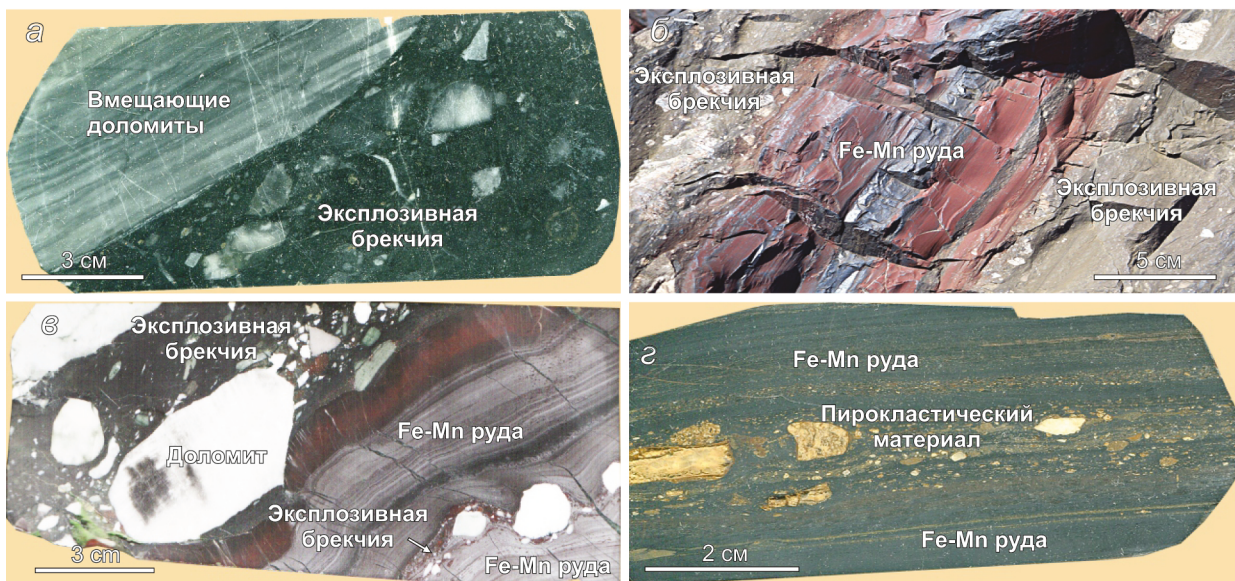


Рис. 3. Взаимоотношения вмещающих доломитов и взрывной брекчии (а), гидротермальной железо-марганцевой руды и взрывной брекчии (б, в); мелкозернистого пирокластического материала с железо-марганцевой рудой (г).

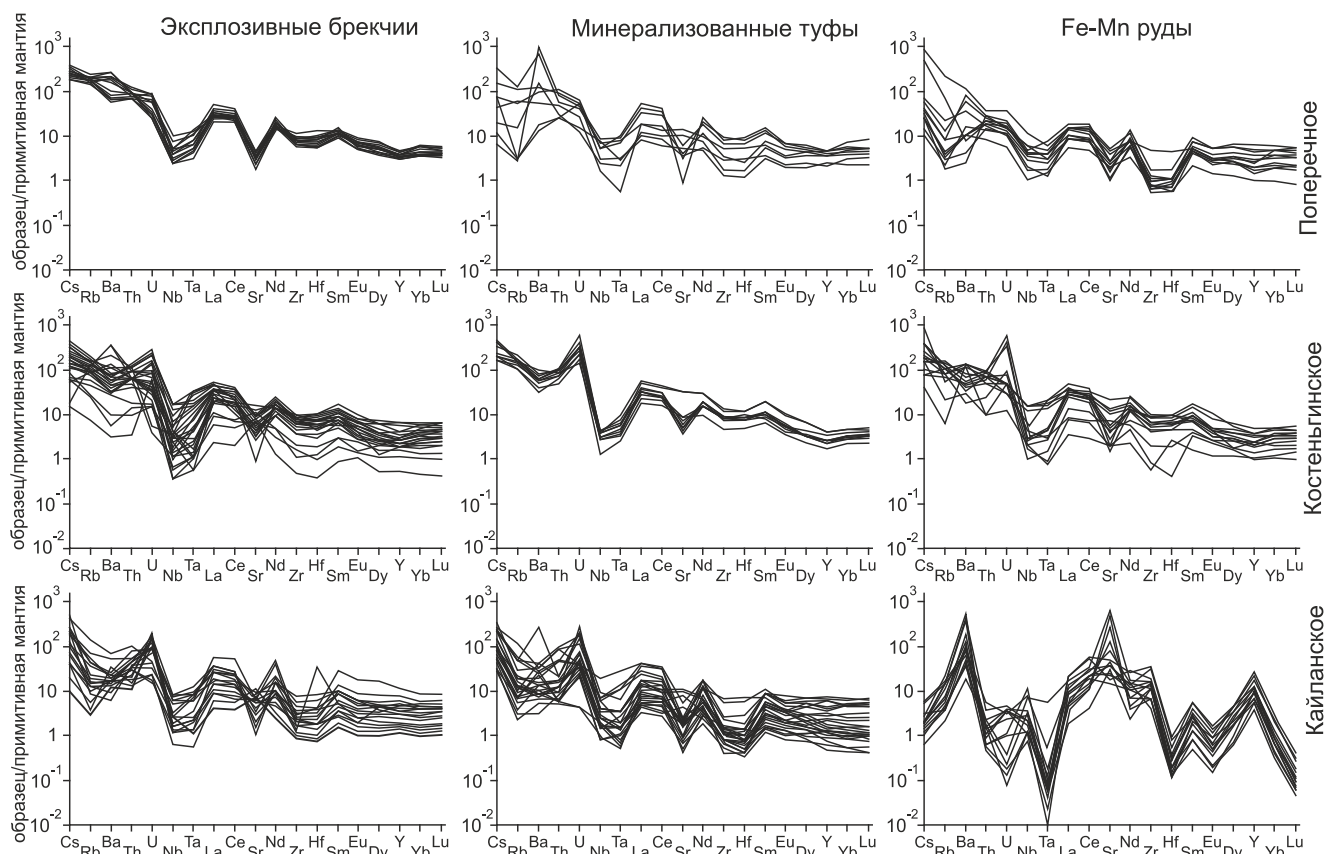


Рис. 4. Распределение редких и редкоземельных элементов в взрывных породах и гидротермальных рудах изученных месторождений (по [30], с изменениями).

образовались вследствие ликвационного распада высокожелезистого силикатного расплава при снижении температуры [8].

Карбонатно-силикатные микросферулы характерны для измененных вмещающих доломитов месторождения Поперечное. Их форма обычно округлая, реже с элементами остаточной кристалличности, поверхность преимущественно гладкая, редко с сетчатым рельефом и кавернами. В их составе неизменно присутствует углерод (от 10,3 до 43 мас. %) [10], в переменных количествах отмечаются Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca и K.

Карбонатно-силикатные микросферулы образовались в результате плавления микрофрагментов доломита при их взаимодействии с высокотемпературным флюидом. «Сухое» плавление доломита (2570 °С) в рассматриваемых условиях вряд ли возможно, однако добавление в область реакции различных, в том числе флюидных, компонентов существенно понижает эту температуру. Возникновение карбонатно-силикатных микросферул за счет микрочастиц доломита и глубинного флюида, несущего с собой целый ряд химических элементов и их соединений, представляется реальным при температуре не менее 500 °С [10]. Не исключен также кавитационный механизм в высокотемпературных флюидных потоках [1], который предполагает возможность существенно более высоких (до 2700 °С) температур образования таких микросферул.

Железо-оксидные микросферулы имеют округлую форму, инкрустированную выходами кристаллов магнетита и гематита, промежутки между которыми либо свободны, либо заполнены расплавом. В составе расплава кроме железа присутствует значительное количество кремния и алюминия, по кремнекислотности (58–60 мас. % SiO₂) он соответствует андезиту [8]. По форме и составу железо-оксидные микросферулы сходны с магнетитовыми сферулами из рыхлых руд и с железо-оксидными глобулами в расплавах вулкана Эль Лако, Чили [53, 62]. Особенности структуры таких микросферул говорят об их кристаллизации в магматическом расплаве или в высокотемпературной газовой среде. Наиболее вероятным механизмом их образования нам представляется ликвационное разделение в силикатных расплавах с обособлением жидких высокожелезистых капель с последующей их кристаллизацией в процессе эксплозий.

Медь-золото-серебряные микросферулы имеют форму сферы, поверхность которой нередко инкрустирована дендритами Cu-Ag-Au и осложнена вмятинами и структурами типа «шагреновой кожи», обусловленными усадочными явлениями при осты-

вании, а также фрагментами фаз сложного состава, в котором преобладает оксид меди [8, 10]. Внутренняя структура медь-золото-серебряных микросферул в ряде случаев гомогенна, но в основном они содержат включения размером в первые микроны, сложенные оксидом меди с незначительной примесью железа, никеля и серебра. Их форма в основном округлая, редко встречаются частично ограниченные и дендритовидные включения того же состава [29].

Состав медь-золото-серебряных микросферул варьирует вокруг состава Cu₃₀Ag₁₀Au₆₀. Температура затвердевания медь-золото-серебряного сплава такого состава, оцененная с помощью фазовой диаграммы [64], составляет 900–950 °С. Наличие в Cu-Ag-Au микросферулах округлых включений медно-оксидного состава является признаком ликвации, развивающейся в Cu-Ag-Au расплаве при снижении температуры и повышении активности кислорода. Температурный интервал такой ликвации составляет 1223–1350 °С [51], что поднимает температуру формирования самих микросферул до этих значений. При медленном охлаждении сферические медно-оксидные включения приобрели бы огранку, а матричный сплав Cu-Ag-Au микросферул претерпел бы распад [44]. Поскольку раскристаллизация медно-оксидных включений наблюдалась лишь в единичных случаях, а распад твердых растворов не зафиксирован, мы полагаем, что после своего образования микрокапли сплава Cu-Ag-Au испытали резкое охлаждение от температур порядка 1300 °С до температур, при которых этот сплав находится в метастабильном состоянии. Дополнительным свидетельством в пользу экстремально быстрого охлаждения Cu-Ag-Au микросферул является наличие в некоторых крупных медно-оксидных микровключениях затвердевшего мениска, разделяющего две изначально жидкие фазы [29]. В природе экстремально высокие скорости охлаждения, возможно, реализуются при взрывных извержениях с диспергированием расплава, содержащего микрочастицы сплава Cu-Ag-Au, или при его резком прорыве в трещины и полости в горных породах.

Экспериментальные исследования показывают, что сплав Cu₃₀Ag₁₀Au₆₀ может стабильно существовать только в восстановленных условиях (logP(O₂) порядка -3, по [51]), наиболее характерных для глубинных горизонтов литосферы [18]. Появление кислорода в системе сплава при высоких температурах вызывает окисление меди с образованием медно-оксидной корки на поверхности и медно-оксидных включений внутри микросферул. Это явление, по видимому, объясняет редкость находок частиц такого сплава в породах верхних горизонтов земной коры,

т.к. он окисляется в эпitherмальных условиях. Мы полагаем, что изученные природные микросферулы Cu-Ag-Au являются представителями «глубинного» золота, транспортирующегося к поверхности магматическими расплавами [9].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ИЗУЧЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Железо-марганцевая минерализация Малохинганского рудного района локализована в неопротерозойских карбонатах и тесно ассоциирует с эксплозивными брекчиями, туфами и богатыми железом лавами. Fe-Mn руды и вмещающие карбонаты прорываются эксплозивными брекчиями, что говорит о пост-рифей-вендском времени их внедрения. При этом многие образцы эксплозивных пород интенсивно ожелезнены, по ним развиваются гидротермальные Fe-Mn руды. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу того, что по крайней мере какая-то часть гидротермальных Fe-Mn руд образовалась одновременно или даже после внедрения вулканитов. Присутствие среди пород месторождений магнетитовых лав, сходных по составу и структуре с магнетитовыми потоками Эль-Лако на севере Чили [60], находки железо-оксидных микросферул и высокая железистость силикатных микросферул в эксплозивных брекчиях подтверждают определенную роль железистых расплавов в образовании месторождений Малохинганского рудного района. Геохимические характеристики эксплозивных брекчий и Fe-Mn руд (рис. 4) предполагают их образование в субдукционной (постсубдукционной) тектонической обстановке [8, 28–30].

Оценки возраста гидротермальной Fe-Mn минерализации и эксплозивного вулканизма в Малохинганском рудном районе базируются в основном на дискордантном взаимоотношении брекчий, руд и вмещающих карбонатов, а также на данных Sm-Nd и Rb-Sr изотопии [30]. Изотопные (^{190}Pt - ^4He метод) определения возраста зерен платины из флюидолитов месторождения Поперечное показывают значения 125 ± 21 млн лет, синхронные с возрастом мезозойского вулканизма в регионе [28]. Меловой магматизм и ассоциирующие с ним рудообразующие процессы в Малохинганском рудном районе могут быть обусловлены комплексом тектонических процессов, связанных с переходом от субдукции Палеотихоокеанской плиты к ее скольжению вдоль края Евразийского континента [12, 26, 27, 63, 65, 66].

На основании изложенных выше данных механизм образования Fe-Mn минерализации в Малохинганском рудном районе нам представляется в следующем виде. В.В. Голозубов и А.И. Ханчук показали

[11], что в позднеюрское-неокомское время плита Иванаги испытала пологую субдукцию под Цзямусы-Бурей-Ханкайский супертеррейн (рис. 5, а).

Эта субдукция сопровождалась формированием в верхних частях слэба аккреционных комплексов, обогащенных железом и марганцем за счет Fe-Mn руд склонов подводных гор, илов и конкреций осадочного слоя океанического дна [40]. По мнению [11], после прекращения субдукции в готериве-апте слэб испытал деформацию в связи с крупномасштабными движениями по трансрегиональным сдвигам системы Тан-Лу, в результате которых эти аккреционные комплексы были выведены на поверхность в тектонических окнах в виде комплекса Хейлунцзян (рис. 5, б). При этом могли образовываться разрывы в слэбе, сквозь которые вещество подслэбовой астеносферной мантии (возможно, с золотом и МПГ) вместе с частично расплавленным веществом слэба [39] и глубинными флюидами поднималось к поверхности, по пути насыщаясь железом и марганцем аккреционных комплексов (рис. 5, в). Подобные процессы, возможно, не только определяют характер магматизма аккреционно-коллизии орогенов, но и способствуют образованию в последних крупных и гигантских месторождений полезных ископаемых [50, 56]. Эти восходящие флюидно-магматические потоки, по нашему мнению, являются основной причиной формирования комплексной Fe-Mn с благородными металлами минерализации Малохинганского рудного района. Флюидная составляющая потоков обеспечивала метасоматическую проработку и формирование гидротермальных Fe-Mn руд, а магматическая – внедрение насыщенных флюидами высокожелезистых расплавов с эксплозивными явлениями. Предложенный механизм объясняет:

- дискордантное структурное положение руд и ассоциирующих с ними вулканитов относительно вмещающих венд-кембрийских доломитов;
- сочетание гидротермального и вулканогенного оруденения;
- присутствие в рудном материале как гидротермальных, так и гидрогенных компонентов;
- присутствие в изверженных породах и рудах изученных месторождений глубинных рудных компонентов – металлов платиновой группы и «глубинного» золота;
- определенный по ^{190}Pt - ^4He методу мезозойский возраст высокожелезистого магматизма и, соответственно, оруденения;
- специфический состав Cu-Ag-Au микросферул, высокие температуры и восстановительные условия их образования;

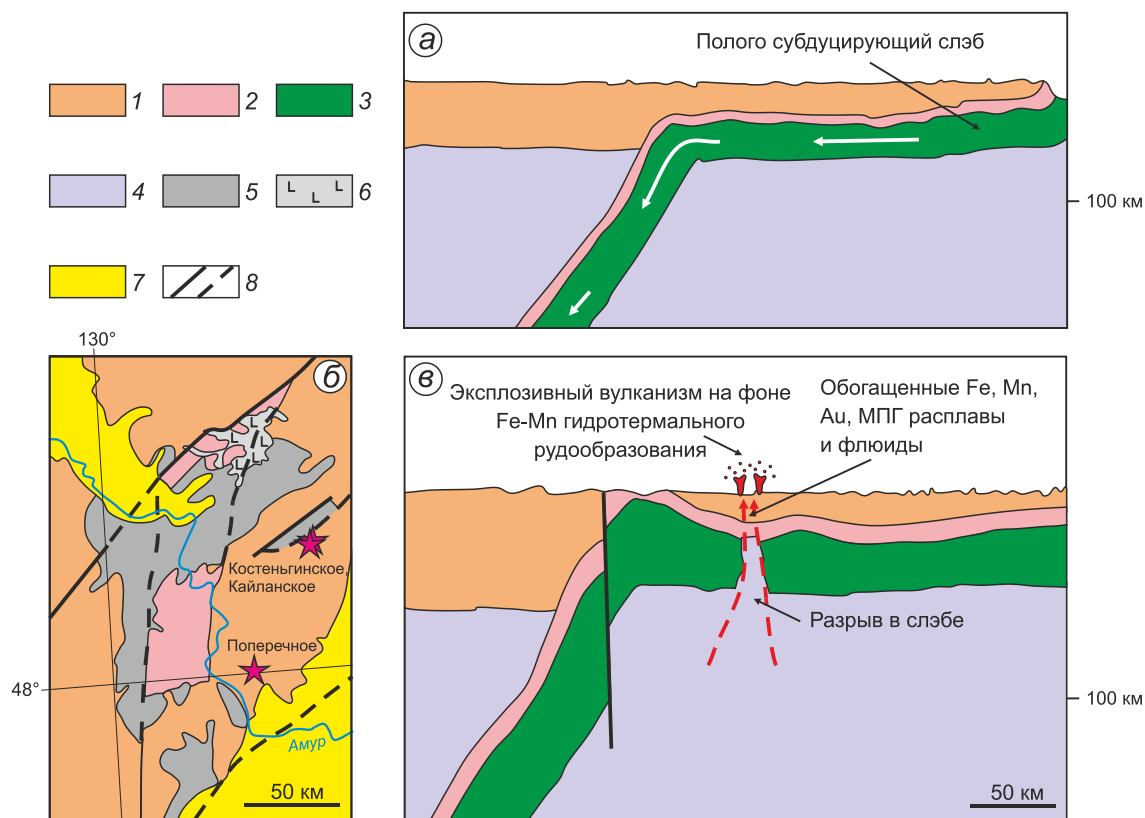


Рис. 5. Пологая субдукция плиты Изанаги под Цзямусы-Бурей-Ханкайский супертеррейн (а), положение выходов Хейлунцзянского комплекса в изученном районе (б) и принципиальная схема формирования вулканогенно-гидротермальной Fe-Mn минерализации Малохинганского рудного района (в) (на основе рис. 5, 6 из [11], с изменениями).

1 – континентальная кора, включающая древние аккреционные комплексы Буреинского массива, 2 – юрско-неокомские аккреционные комплексы с выходами на поверхность (Хейлунцзянский комплекс), 3 – полого субдуцирующий слэб, 4 – мантия, 5 – меловые терригенные породы и вулканы, 6 – миоцен-четвертичные платобазальты, 7 – четвертичный аллювий, 8 – разломы.

Звездами показаны месторождения.

- существенно радиогенные Nd-метки, обусловленные контаминацией рудоносных флюидонасыщенных магм породами древней континентальной коры [30].

ВЫВОДЫ

1. В строении изученных месторождений принимают участие флюидно-эксплозивные и пирокластические породы с субдукционными (постсубдукционными) геохимическими характеристиками, внедрившиеся во вмещающие карбонатные толщи и принимавшие участие в образовании железо-марганцевой минерализации совместно с гидротермальной деятельностью, сформировавшей основной объем руд.

2. Породы и руды изученных месторождений содержат большое количество силикатных, железо-оксидных, медь-золото-серебряных и карбонатно-силикатных микросферул, образование которых связано

с эволюцией магматического расплава в процессе его подъема к поверхности и эксплозивным характером извержений, а также с воздействием на вмещающие породы сопутствующего магматизму высокотемпературных флюидных потоков.

3. Предложенный механизм формирования железо-марганцевой минерализации Малохинганского рудного района базируется на предположении пологой юрско-неокомской субдукции Палеотихоокеанского слэба под Цзямусы-Буреинско-Ханкайский супертеррейн с формированием в результате его постсубдукционной деформации в готериве-апте разрывов, через которые к поверхности проникали обогащенные Fe, Mn и благородными металлами флюидно-магматические потоки.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена за счёт проекта РНФ № 25-17-68001 (Продление 22-17-00023). Базовое финансиро-

вание – за счёт субсидии на выполнение госзадания ИТиГ ДВО РАН (тема НИР № 126020216322-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц в недрах Земли // Докл. АН. 2004. Т. 399, № 1. С. 107–109.
2. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия. 2014. № 2. С. 158–177.
3. Батурич Г.Н. Геохимия гидротермальных железомарганцевых корок Японского моря // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 2. С. 179–184.
4. Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т. 52, № 1. С. 95–108.
5. Батурич Г.Н., Новигатский А.Н. Геохимия железомарганцевых корок Берингова моря // Океанология. 2023. Т. 63, № 6. С. 975–986.
6. 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.
7. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Саксин Б.Г. Генетические аспекты железо-марганцевой и благороднометалльной минерализации месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 43–57.
8. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А. Силикатные, железо-оксидные и золото-медь-серебряные микросферы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 3. С. 67–84.
9. Бердников Н.В., Кебезинская П.К., Невструев В.Г., Крутикова В.О., Коновалова Н.С. Магматическое самородное золото: состав, формы выделения, генезис и эволюция в земной коре // Геология и геофизика. 2024. Т. 65, № 3. С. 427–445.
10. Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Кожемяко Н.В. Микроминералогические свидетельства воздействия высокотемпературного минерализованного флюида на доломиты, вмещающие Fe-Mn месторождение Поперечное (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2026. Т. 45, № 1. С. 13–31. DOI: 10.30911/0207-4028-2026-45-1-13-31.
11. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-3-17.
12. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан – Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487, № 4. С. 405–408. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524874405-408>.
13. Жирнов А.М. Новый железорудный бассейн России в Еврейской автономной области Дальнего Востока // Руды и металлы. 2008. Т. 5. С. 16–26.
14. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ловач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В. Возраст Амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd-изотопных исследований // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 5. С. 637–640.
15. Крук Н.Н., Ковач В.П., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б., Лаврик С.Н. Изотопная Nd-систематика метаморфических пород юга Дальнего востока России // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 1. С. 62–66.
16. Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск: Изд-во ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974. 465 с.
17. Кулиш Е.А., Кулиш Л.И., Меркурьев К.М., Панских Е.А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР. М.: Наука, 1981. 208 с.
18. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1296–1307.
19. Маракушев А.А. Ликвационная природа андезитовых вулканических серий // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1984. № 8. С. 25–37.
20. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Диденко А.Н., Саксин Б.Г., Лаврик Н.А. Флюидолиты как источник коренной золото-платиновой минерализации на примере месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Докл. АН. 2018. Т. 482, № 2. С. 202–205.
21. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Саксин Б.Г. Новый тип благороднометалльной минерализации в флюидо-литах месторождения Поперечного (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 1. С. 53–63. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-1-53-63.
22. Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. 209 с.
23. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов 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.
24. 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. Геология. Корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 3–26.
25. Чеботарев М.В. Геологическое строение Южно-Хинганского марганцевого месторождения и вещественный состав его руд // Сов. геология. 1958. № 8. С. 114–136.
26. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
27. Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В., Кандауров А.Т., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 4. С. 3–22. DOI: 10.30911/0207-4028-2022-41-4-3-22.
28. Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., Mochalov A.G., Yakubovich O.V. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-

- rock geochemical, 190Pt-4He isotopic, and mineralogical evidence // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 118. P. 103352. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103352>
29. Berdnikov N., Nevstruev V., Kepezhinskas P., Astapov I., Konovalova N. Gold in mineralized volcanic systems from the Lesser Khingan Range (Russian Far East): textural types, composition and possible origins // *Geosciences*. 2021. V. 11. P. 103. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020103>.
 30. Berdnikov N., Kepezhinskas P., Nevstruev V., Krutikova V., Konovalova N., Savatenkov V. Magmatic–Hydrothermal Origin of Fe–Mn Deposits in the Lesser Khingan Range (Russian Far East): Petrographic, Mineralogical and Geochemical Evidence // *Minerals* 2023, 13, 1366. <https://doi.org/10.3390/min13111366>
 31. Carracedo-Sánchez M., Sarrionandia F., Arostegui J. et al. Silicate glass micro- and nanospherules generated in explosive eruptions of ultrabasic magmas: implications for the origin of pelletal lapilli // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 293. P. 13–24.
 32. Chebotarev M.V. Geological structures of the South Khingan manganese deposit and essential composition of its ores // *Int. Geol. Rev.* 1960. V. 2. P. 851–866.
 33. Chen H., Clark A.H., Kyser T.K., Ullrich T.D., Baxter R., Chen Y., Moody T. Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 155–185.
 34. Cronan D.S., Glasby G.P., Moorby S.A., Thomson J., Knedler K.E., McDougall J.C. A submarine hydrothermal manganese deposit from the south-west Pacific island arc // *Nature*. 1982. V. 298. P. 456–458.
 35. Dubinin A.V., Uspenskaya T.Yu., Gavrilenko G.M., Rashidov V.A. Geochemistry and genesis of Fe–Mn mineralization in island arcs in the west Pacific Ocean // *Geochem. Internat.* 2008. V. 46. P. 1206–1227.
 36. Fujii T., Kushiro I., Nakamura Y. et al. A note on silicate liquid immiscibility in Japanese volcanic rocks // *J. Geol. Soc. Japan*. 1980. V. 86. P. 409–412.
 37. Glasby G.P. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis // *Ore Geol. Rev.* 1988. V. 4. P. 145–153.
 38. Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 641–654.
 39. Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. V. 28, N 6. P. 535–538.
 40. Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E., Stern R.J., Bloomer S.H. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu-Bonin arc system, western Pacific // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. 1–29.
 41. Kamenetsky V.S., Charlier B., Zhitova L. et al. Magma chamber-scale liquid immiscibility in the Siberian Traps represented by melt pods in native iron // *Geology*. 2013. V. 41. P. 1091–1094.
 42. Keller T., Tornos F., Hanchar J.M., Pietruszka D.K., Soldati A., Dingwell D.B., Suckale J. Genetic model of the El Laco magnetite-apatite deposits by extrusion of iron-rich melt // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. doi.org/10.1038/s41467-022-33302-z.
 43. Knaack D.R., Sullivan K., Brown D.J., Langa M., Mathieu J., Bouchard M.L., Haring M., Petrus J., Stern R.J., Hein J.R., Sader J., Layton-Matthews D., McDonald A., Leybourne M.I. Geochemical and mineralogical composition of ferromanganese precipitates from the southern Mariana arc: evaluation, formation, and implications // *Chemical Geology*. 2021. V. 568. P. 120132. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120132.
 44. Knight J. Phase relations in the system Au–Cu–Ag at low temperatures, based on natural assemblages // *Can. Mineralogist*. 2001. V. 39. P. 889–905.
 45. Liakopoulos, Glasby G.P., Papavassiliou C.T., Boulegue J. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview // *Ore Geol. Rev.* 2001. V. 18. P. 181–209.
 46. Longman J., Palmer M.R., Gernon T.M., Manners H.R., Jones M.T. Subaerial volcanism is a potentially major contributor to oceanic iron and manganese cycles // *Commun. Earth Environ.* 2022. V. 3. doi.org/10.1038/s43247-022-00389-7.
 47. Marchev P., Raicheva R., Ivanova R., Jicha B., Peytcheva I. Age and genesis of the largest Phanerozoic Mn deposits in the Paratethys: inferences from 40Ar/39Ar and U/Pb ages in NE Bulgaria and NW Turkey // *J. Geochemical Exploration*. 2025. V. 274. <https://doi.org/10.106/j.geoexplo.2025.107764>.
 48. Mosier D.L., Page N.J. Descriptive and grade-tonnage models of volcanogenic manganese deposits in oceanic environments: a modification // *United States Geol. Surv.* 1988. V. 1811. P. 1–28.
 49. Mungall J.E., Long K., Brenan J.M. et al. Immiscible shoshonitic and Fe–P-oxide melts preserved in unconsolidated tephra at El Laco volcano, Chile // *Geology*. 2018. V. 46. P. 255–258.
 50. Nakrong N., Forster M., Spakman W., Gaboury F., Lister G. Giant porphyry copper deposits caused by a slab jamming in the mantle transition zone // *Terra Nova*. 2025. <https://doi.org/10.1111/ter.7001>.
 51. Neumann J.P., Zhong T., Chang Y.A. The Cu–O (Copper–Oxygen) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams*. 1984. V. 5. P. 136–140.
 52. Nyström J.O., Henriquez F. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry // *Econ. Geol.* 1994. V. 89. P. 820–830.
 53. Nyström J.O., Henriquez F., Naranjo J.A. et al. Magnetite spherules in pyroclastic iron ore at El Laco, Chile // *Am. Mineralogist*. 2016. V. 101. P. 587–595.
 54. Ovalle J.T., La Cruz N.L., Reich M., Barra F., Simon A.C., Konecke B.A., Rodriguez-Mustafa M., Deditius A.P., Childress T.M., Morata D. Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33206-3>.
 55. Rogers T.D.S., Hodkinson R.A., Cronan D.S. Hydrothermal manganese deposits from the Tonga-Kermadec Ridge and Lau Basin region, southwest Pacific // *Mar. Georesources Geotechnol.* 2001. V. 19. P. 245–268.
 56. Rosenbaum G., Sandiford M., Caulfield J., Garrison J.M. A trapdoor mechanism for slab tearing and melt generation in the Northern Andes // *Geology*. 2018. V. 47(1). P. 23–26.
 57. Savelli C., Marani M., Gamberi F. Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999. V. 88.

- P. 302–323.
58. Sillitoe R.H. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view // *Mineral. Deposita*. 2003. V. 38. P. 787–812.
59. Thonis M., Burns R.G. Manganese ore deposits and plate tectonics // *Nature*. 1975. V. 253. P. 614–616.
60. Tornos F., Hanchar J.M., Steele-MacInnis M., Crespo E., Kamenetsky V.S., Casquet C. Formation of magnetite-(apatite) systems by crystallizing ultrabasic iron-rich melts and slag separation // *Mineral. Deposita*. 2023. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01203-w>
61. Usui A., Nishimura A. Submersible observations of hydrothermal manganese deposits on the Kaikata Seamount, Izu-Ogasawara (Bonin) Arc // *Marine Geology*. 1992. V. 106. P. 203–216.
62. Velasco F., Tornos F., Hanchar J.M. Immiscible iron- and silica-rich melts and magnetite geochemistry at the El Laco volcano (northern Chile): evidence for a magmatic origin for the magnetite deposits // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 79. P. 346–366.
63. Wang F., Xu W.-L., Xing K.-Ch., Tang J., Wang Zh.-W., Sun Ch.-Y., Wu W. Temporal changes in the subduction of the Paleo-Pacific plate beneath Eurasia during the late Mesozoic: geochronological and geochemical evidence from Cretaceous volcanic rocks in eastern NE China // *Lithos*. 2019. P. 326–327, 415–434.
64. Wise J. Gold Recovery, properties and applications. The Netherlands: D. Van Nostrand Company. 1964. 167 p.
65. Wu J., Lin Y.-A., Flament N., Wu J.T.-J., Liu Y. Northwest Pacific-Izanagi plate tectonics since Cretaceous times from western Pacific mantle structure // *Earth & Planetary Science Letters*. 2022. V. 583. P. 117445. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117445>
66. Yang F., Xue F., Jepsen G., Zhang L. Editorial: (Paleo-) Pacific plate subduction tectonics and related magmatism and mineralization // *Frontiers of Earth Science*. 2023. V. 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1248758>
67. Zhirmov A.M. Russian new gold-cobalt-uranium-manganese-iron and graphite giants in the Jewish Autonomous Region (Far East) // *Discovery*. 2015. V. 38. P. 1–6.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 05.12.2025 г.

принята к печати 16.01.2026 г.

CONDITIONS FOR THE FORMATION OF IRON-MANGANESE MINERALIZATION AT THE POPERECHNY, KOSTENGA AND KAYLAN DEPOSITS IN THE LESSER KHINGAN ORE DISTRICT (JEWISH AUTONOMOUS REGION, THE RUSSIAN FAR EAST)

N.S. Konovalova, N.V. Berdnikov, P.K. Kepezhinskas

*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia;
e-mail: nick@itig.as.khb.ru*

The paper discusses the magmatic-hydrothermal model for the formation of iron ore (with manganese) mineralization within three large (Poperechny, Kostenga, Kaylan) deposits in the Lesser Khingan ore district of the Russian Far East. Iron-manganese ores in these deposits form pseudostratified lodes in the Vendian-Cambrian carbonates and are associated with magmatic breccias (fluidolites), «magnetite lavas», and mineralized tuffs. The ore-magmatic complex is significantly younger (125 ± 21 Ma ^{190}Pt - ^4He age of isoferroplatinum from magmatic breccias) than host carbonates and is characterized by a complex character of mineralization: in some cases magmatic rocks cross-cut hydrothermal ores and form pseudolaminated packages with the latter, in the other cases they are subjected to hydrothermal alteration and ore formation themselves. Both magmatic rocks and ores contain numerous silicate, iron-oxide, and Cu-Ag-Au microspherules suggesting involvement of explosive processes in the formation of these deposits. Host carbonates are locally altered with the formation of skarn minerals and partial melting of the dispersed material, which we interpret as the result of local breakthroughs of high-temperature fluid associated with the ore formation.

Geochemical characteristics indicate general post-subduction character of the explosive magmatic rocks in these deposits, while Nd-Sr isotope systematics suggests their contamination by the continental crust. The proposed model for the iron-ore (with manganese) mineralization in the studied deposits is based on the possible existence of magmatic-hydrothermal ore-forming system in the Lesser Khingan district during the Hauterivian-Aptian, which was characterized by intense explosive activity against the background of the hydrothermal ore formation. This system formed above the slab break-off after the cessation of the Jurassic-Neocomian flat subduction of the oceanic plate beneath the Bureya-Jiamusi-Khanka superterrane and the intensification of tectonic movements along the Tan-Lu strike-slip fault system.

Key words: explosive breccia, microspherules, iron-ore (with manganese) magmatic-hydrothermal mineralization, flat subduction, slab break-off, Lesser Khingan ore district, Russian Far East.