

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Научный руководитель темы, член-корреспондент РАН


подпись, дата

Н.А. Горячев
(введение,
разделы 1,2,3,
заключение)

Ответственные исполнители темы:
кандидат геолого- минералогических наук


подпись, дата

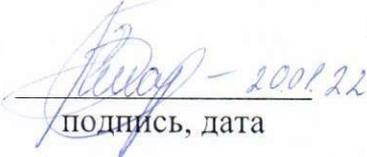
А.Е. Будяк
(разделы 1, 3,)

доктор геолого-минералогических наук


подпись, дата

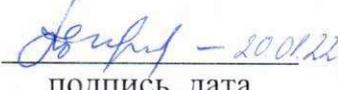
С.В. Ефремов
(раздел 2)

кандидат геолого-минералогических наук


подпись, дата

Тарасова Ю.И.
(разделы 3)

нормоконтроль


подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

РЕФЕРАТ

Отчет включает 26 стр., 8 илл., 3 табл., 16 ист, 1 прил.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ, ЗОЛОТО, ПИРИТ, ГРАНИТЫ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ, САЯНО-БАЙКАЛЬСКИЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС, ЗАБАЙКАЛЬЕ

В отчете изложены основные результаты исследований по теме «Благороднометалльные рудообразующие системы складчатого обрамления Сибирского кратона», сгруппированные в три раздела. Первый раздел касается характеристики благороднометалльной минерализации Саяно-Байкальского орогенного пояса (типоморфные особенности главных минералов руд, геохимия руд и рудовмещающих пород, характеристика изотопного состава серы. Охарактеризованы руды месторождений Голец Высочайший и Угахан Патомского сектора орогенного пояса, а также разнотипная золоторудная минерализация Саянского сектора.. Второй раздел освещает результаты работ по Забайкальскому сектору Монголо-Охотского орогенного пояса с фокусом на сочетание методов поисковой геохимии с данными по минералого-геохимическим исследованиям пород и руд для оценки генезиса рудно-магматических систем гранитоидного ряда. Рассмотрены локальные рудно-магматические системы на примере Амуджиканской порфировой, а также проведено комплексное изучение месторождения Погромного, также тесно связанного с гранитоидным магматизмом. В третьем разделе кратко рассмотрена эволюция процессов рудообразования в земной истории.

СОДЕРЖАНИЕ

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ.....	2
РЕФЕРАТ	3
ВВЕДЕНИЕ.....	5
РАЗДЕЛ 1 БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ (СБОП).....	6
РАЗДЕЛ 2 БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА МООП.....	15
РАЗДЕЛ 3 ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА	22
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	24
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	26
ПРИЛОЖЕНИЕ А. ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ.....	28

ВВЕДЕНИЕ

Основная цель программы исследований по теме в 2021 году – это выявление условий накопления и реализации благороднометалльного потенциала складчатых структур обрамляющих Сибирский кратон, через изучение процессов рудообразования месторождений благородных металлов разных генетических типов на примере тектонических структур Байкало-Патомского нагорья и Забайкалья.

В период 2021 года ключевыми объектами изучения были для структур Байкало-Патомского нагорья (Саяно-Байкальский орогенный пояс – СБОП) - месторождение золота Угахан Сухоложского рудного района, а для Забайкальского сектора Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) месторождение золота Погромное Апрельковско-Пешковского рудного узла и благороднометалльные объекты Амуджиканского рудного узла. Кроме того проводились исследования и в других районах указанных орогенных поясов.

Основная линия исследований была сосредоточена на минералого-геохимических особенностях минерализации, главным образом на исследовании типоморфизма сульфидов железа как главных минералов руд.

Результаты работ изложены ниже, в рамках соответствующих разделов отчета.

РАЗДЕЛ 1 БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ (СБОП).

Генетические особенности благороднометалльной минерализации были изучены на примере двух промышленных объектов: месторождение Голец Высочайший и месторождение Угахан.

1.1 Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь).

Целью исследования, проведенного на месторождении Голец Высочайший являлось апробация предложенной модели формирования месторождений Сухоложского типа [15]. В результате проделанной работы было установлено, что эволюция пирит-пирротиновой минерализации этого месторождения, зафиксирована в четырех этапах ее формирования, разорванных во времени. Каждому этапу соответствуют свои (четыре) генерации пирита, в соответствии с рисунком 1, различающиеся по морфологии, взаимоотношениям с другими минералами, а также по данным изучения химического и изотопного (сера) состава. Показано, что по этим параметрам, рассматриваемая минерализация однотипна другим месторождениям Бодайбинского региона, такими как Сухой Лог и Красное, охарактеризованными ранее в ряде работ, в том числе и в наших [6, 13-15].

Главному продуктивному этапу соответствует отложение пирита третьей генерации с которым ассоциируют выделения самородного золота и других рудных минералов. По составу этот пирит отличается от ранних генераций минимальным количеством примесей и низкой золотоносностью. По геохимическим и изотопным (изотопия серы) данным сделан вывод, что рудный процесс на этапе формирования пирита-III, сопровождался привнесом рудного флюида из отложений бужуихтинской свиты, расположенной стратиграфически ниже относительно пород хомолхинской свиты, вмещающих месторождение.

Одним из результатов работы стало получение новых аргон-аргоновых датировок пирита (по включениям серицита) для собственно пирита-III, в соответствии с рисунком 2, продуктивной ассоциации (437 ± 62 млн лет - плато) и постпродуктивного пирита-IV (331 ± 9 млн лет - плато), которые, несмотря на значительный разброс, оказались сопоставимы с ранее полученными датировками для месторождения Сухой Лог (~450 и 320 млн лет) [5, 11, 16].

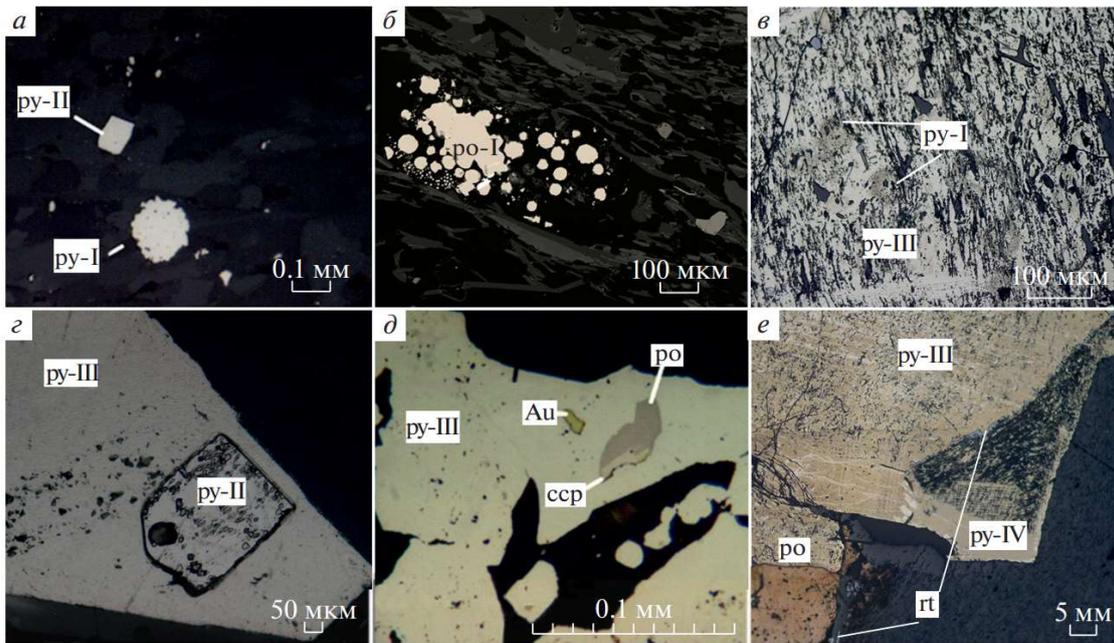


Рисунок 1 – Генерации пирита. а – зерна пирита-I и пирита-II; б – скопление фрамбоидального пирротина-II во вмещающих породах; в – реликты пирита-I в метаагрегате пирита-III (фото после диагностического травления); г – реликты кристаллов кубического пирита-II в агрегате пирита-III (фото после диагностического травления); д – метаагрегат пирита-III с включениями халькопирита, пирротина и самородного золота; е – агрегат прожилковидного выделения пирротина и кристалла пирита-IV и кайма рутила вдоль пирротина и пирита-III. py – пирит, po – пирротин, ccp – халькопирит, rt – рутил, Au – самородное золото

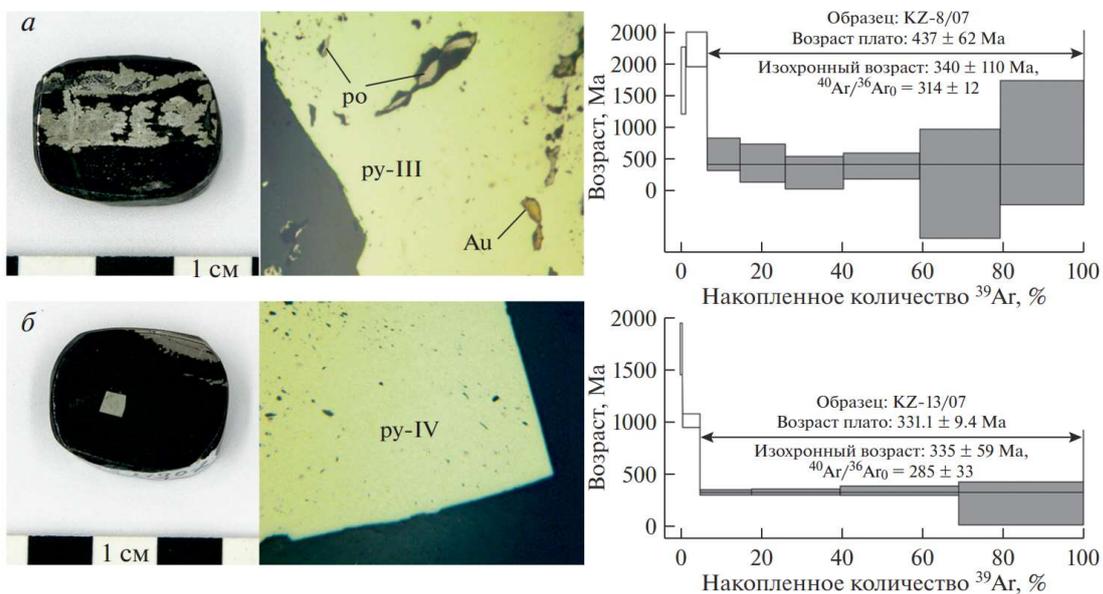


Рисунок 2 – Спектры ступенчатого нагрева $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для исследованных образцов: (а – пирит-III; б – пирит-IV), для которых приведен общий вид и фотографии, сделанные при помощи оптического микроскопа в отраженном свете

Полученные морфологические, геохимические и изотопные характеристики выявленных генераций пирита месторождения Голец Высочайший отражают эволюцию

примеси в них отмечаются Ni, Co, Cr, As и Au (табл. 1). Важной особенностью данной генерации является наличие золота в виде наночастиц без образования собственной минеральной формы.

Py-II представлен редкими мелкими кубическими кристаллами, как в виде рассеянной вкрапленности, так и в виде реликтов в составе более поздних агрегатов пирита, которые аналогично py-I обогащены Ni, Co, Cr, As и Au.

Пирротин (po) образуется при замещении, часто псевдоморфном, ранних разновидностей пирита. Нашими исследованиями примесей в пирротине не установлено.

Марказит (mrc) на месторождении Угахан развивается по пирротину перед формированием пирита-3 (py-III). Марказит образует каймы небольшой мощности, развивается по трещинам в пирротине. По химическому составу марказит близок к более позднему py-III. В качестве примеси установлен As до 1859 г/т.

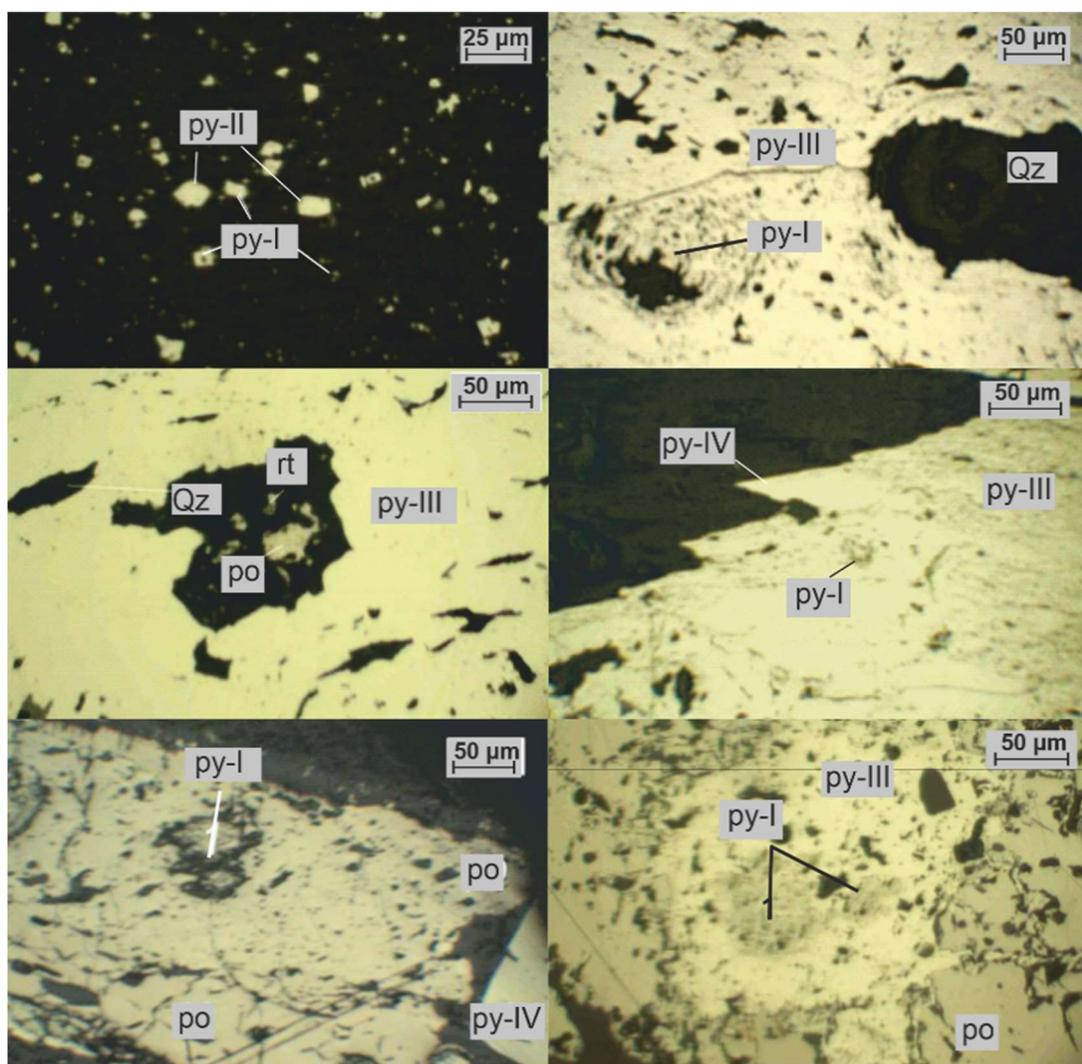


Рисунок 4 – Морфологические разновидности пирита месторождения Угахан

Таблица 1 - Состав примесей в пирите (py) и марказите (mrc) месторождения Угахан по данным LA-ICP-MS (ppm)

Минерал	Co	Ni	Cr	As	Au
py-I (4)	$\frac{72,6}{61,3 - 97,1}$	$\frac{62,36}{5,7 - 106}$	$\frac{18,2}{1,7 - 44,3}$	$\frac{1396}{1120 - 1820}$	$\frac{0,17}{0,1 - 0,24}$
py-II (4)	$\frac{131,3}{4,3 - 217}$	$\frac{44,7}{22,7 - 61,9}$	$\frac{56,7}{13,9 - 126}$	$\frac{1362}{679 - 1926}$	$\frac{0,19}{0,08 - 0,44}$
mrc (5)	–	–	–	$\frac{1859}{1492 - 2120}$	–
py-III (7)	$\frac{5,12}{3,26 - 7,8}$	–	–	$\frac{1912}{1107 - 2947}$	–
py-IV (4)	–	–	–	$\frac{191}{181 - 194}$	–

Примечание: «←» – ниже предела обнаружения, в скобках кол-во анализов; числитель – усредненное значение содержаний, знаменатель – минимальное и максимальное значения содержаний.

Py-III встречается гораздо чаще, чем пириты ранних генераций. Наиболее распространен в контурах рудных тел и является главным минералом на месторождении Угахан. По химическому составу py-III более высокожелезистый относительно py-I; -II. Для него характерно небольшое количество примеси Ni и Co, и заметна примесь As (табл. 1). С этой генерацией пирита тесно ассоциирует самородное золото, локализованное в трещинах, пустотах и других дефектах в нем. Кроме самородного золота py-III ассоциирует с халькопиритом, галенитом, сфалеритом, аллоклазитом и минералами группы сульфосолей.

Пирит-4 (py-IV) представлен крупными идиоморфными кристаллами размером до 4 см. Он распространен как в контуре рудных тел месторождения, так и далеко за его пределами. При диагностическом травлении в нем выявляются контуры агрегатов py-III, редко py-I;-II. Предположительно в это же время были сформированы кварцевые жилы с идиоморфными кристаллами пирита (py-4Q), пересекающие рудные тела в разных направлениях. Пирит-IV и пирит-IVQ отличаются от перечисленных выше генераций отсутствием золота как в виде примеси на поверхности, так и в виде включений самородного металла. Методом LA-SP-ms в кристаллах py-IV; -IVQ установлена только примесь As (среднее содержание 191 г/т).

Анализ ТЭДС пирита и пирротина (табл. 2) показал, что пирротин обладает однородными и стабильными параметрами коэффициента ТЭДС = +13 - +15 мкВ/град, в то время как пирит оказался весьма неоднородным и, чаще всего, зональным. Выделяются хаотично распределенные локальные зоны n-типа с неоднородными значениями коэффициента при ТЭДС среднем = -114.3 мкВ/град. Данные области относятся к ранним

генерациям пирита (py-I; -II). В зернах py-III выделяются значительные области со стабильно положительными коэффициентами ТЭДС (+30...+324 мкВ/град) и узкие (2-3 мм) зоны краевых частей кубических кристаллов (py-IV) с отрицательными значениями ТЭДС от -34 до -207 мкВ/град.

Таблица 2 - Результаты изучения ТЭДС пирита и пирротина месторождения Угахан

№ п/п	минерал	мкВ/град	№ п/п	минерал	мкВ/град
1	Py -I, -II	-114.3	7	Py -IV	-66...-136
2	Py -I, -II	-98...-136	8	Py -IV	-43
3	Po	+15	9	Py -IV	-34...-158
4	Py-III	+258...+324	10	Py -IV	-89
5	Py -III	+30...+317	11	Py -IV	-207
6	Py -III	+82	12	Po	+13

Изотопный анализ серы производился локальным методом в лаборатории ДВГИ ДВО РАН. По мере эволюции от ранних разновидностей пиритов к поздним, $\delta^{34}\text{S}$ заметно менялся, в соответствии с рисунком 5: py-I (от 5.7 до 7.0, среднее 6.3‰); и py-II (от 5.6 до 6.9, среднее 6.2‰) к наложенной пирит-пирротиновой ассоциации: po (от 8.3 до 8.9, среднее 8,6‰), → mrc (от 8.8 до 9.1, среднее 8.9‰) образованного по пирротину в виде каймы, → py-III (от 8.3 до 9.1, среднее 8.8‰), происходит рост $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ более чем на 2 ‰. При этом каймы пирита (py-IV), становятся значительно легче (от 2.1 до 6.8, среднее 4.1‰).

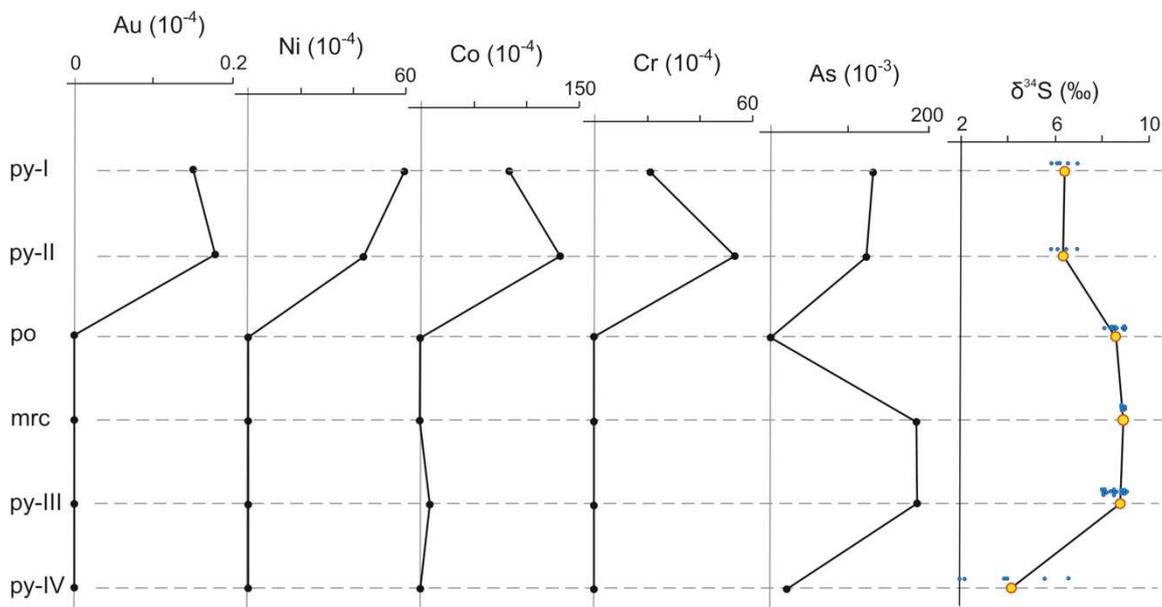


Рисунок 5 – График распределения средних содержаний элементов-примесей (%) и изотопных характеристик и сульфидах месторождения Угахан. Крупными фигуративными точками желтого цвета показаны средние значения $\delta^{34}\text{S}$, мелкими точками синего цвета – разброс значений

Установлено, что ранние генерации пирита (py-I; -II), отделены от рудоносного py-III, этапом метаморфических преобразований на котором происходило формирование пирротина. Согласно [4, 15], пирротинизация пирита на соседних месторождениях (Сухой Лог, Красное, Кавказ и др.) происходила в условиях зеленосланцевого метаморфизма. В результате процесса замещения происходило высвобождение элементов, находящихся в виде примеси в ранних генерациях пирита, и образование их собственных минеральных форм. Согласно результатам LaISP-ms, на месторождении Угахан, ранние разновидности пирита (py-I; -II), отличаются повышенными относительно пиритов более поздних генераций концентрациями Co (от 4.3 – до 217 г/т), Ni (5.4 – до 78.7 г/т), Cr (7.4 – до 126г/т) и Au (от 0.11 – до 0.44 г/т). Сравнительно высокие значения Ni, Co (рис. 5) обусловлены изоморфизмом атомов Fe^{3+} с Ni^{3+} и Co^{3+} , с формированием донорных уровней, увеличением концентрации электронов, и как следствие, развитием электронного типа проводимости. Это подтверждается локальными областями n-типа проводимости в реликтах py-I; -II.

Пирит рудной ассоциации (py-III) характеризуется снижением количества примесей Ni, Co и Cr, но максимальным содержанием As до 3250 г/т (среднее 1859 г/т) (табл. 1). Вероятно, именно с этим связан его дырочный тип проводимости [3]. Поздняя морфологическая разность наложенного пирита (py-IV; -IVQ), отличающаяся минимальным количеством примесей (в том числе As) обладает заметной электронной проводимостью.

В результате проведенных изотопных исследований установлен тренд утяжеления $\delta^{34}S_{VCDT}$ (‰) от ранних разновидностей пирита (py-I, -II) до метаморфических генераций сульфидов (po, mgs, py-III). Значения $\delta^{34}S$ варьируют в узких интервалах, которые не перекрывают друг друга. Такое повышение $\delta^{34}S$, может быть связано с процессом метаморфических преобразований рудного этапа становления месторождения. Согласно [2], наиболее высокотемпературный процесс рудного этапа ($\sim 400^{\circ}C$; $\sim 5-6$ кбар) сопровождался реакцией пирротинизации пирита ($2H_2O + C + 2FeS_2 = CO_2 + 2H_2S + 2FeS$), в результате которой часть изотопно-легкой серы могла удаляться из системы в форме H_2S . Это предполагает, что рудный процесс с формированием po, mgs и py-III, происходил с утяжелением серы сульфидов относительно первичных py-I, py-II. Отличие py-IV по всем признакам, указывает на то, что пострудная минерализация, включая кварцевые жилы, формировалась из флюида с более легким изотопным составом серы ($\delta^{34}S < +5\%$).

Таким образом ранние пириты (py-I; -II), характеризуются наличием примесей Ni, Co, Cr и Au, электронным типом проводимости и значениями $\delta^{34}S \sim +5,6$ ‰. Потеря Py-III примесей, Ni, Co и Cr, с возрастанием As, обуславливает его дырочный тип проводимости, что наряду с кристаллизацией золото-полиметалльной ассоциации минералов, возможно,

приводит к увеличению $\delta^{34}\text{S}$ от +8.6 – до +9.1‰ в связи с кинетическими изотопными эффектами в системе [1, 12]. Пострудные ру-IV и ру-IVQ характеризуются минимальными концентрациями примесей, электронным типом проводимости и изотопно более легкой серой ($\delta^{34}\text{S} \leq +5\%$).

Проведенные исследования типоморфизма минералов железа на двух рассмотренных объектах показали их полную однотипность, несмотря на несколько разное геологическое положение. Это предполагает единую генетическую модель формирования данной минерализации на совершенствование которой нацелен наш проект.

1.3 Благороднометалльная минерализация Саяно-Байкальского орогенного пояса.

Изучение магматизма и благороднометалльного оруденения западного фланга Саяно-Байкальского пояса показало, что для этого отрезка пояса характерен ряд месторождений золота с относительно низким содержанием золота, залегающих в гранитоидных интрузиях. Изученные месторождения характеризуются наличием минералов, содержащих Te, Sb и Bi. Однако они отличаются от типично орогенных и среди них можно выделить четыре типа: 1) золото-теллуридный; 2) золото-тетрадимитовый; 3) золото-антимонитовый; 4) сульфосоль золото-висмутовый. Золото-теллурид оруденение (1) представлено Таинским Хорингольским и Сагангольским месторождениями. Для них характерен парагенезис самородного золота с теллуридами Au-Ag-Bi-Pb-Ni, такими как гессит, петцит, алтаит, верлит, калаверит, мелонит, алтаит и теллуrowисмутит. Золото-тетрадимитовое оруденение (2), которое представлено Коневинским месторождением, локализованным в Сайлагском гранитоидном плутоне и содержит тетрадимит в виде основного минерала, связанного с самородным золотом. Золото-антимонитовая минерализация (3), представленная месторождением Туманным также находится в массиве гранодиорит-лейкогранитного состава. Золотой висмут-сульфосолевое оруденение (4) задокументировано на Пограничном рудопроявлении, где самородное золото тесно ассоциирует с висмутсодержащими минералами: висмутином, галено-висмутитом, лилианитом, самородным висмутом. Значения $\delta^{18}\text{O}$ рудообразующих флюидов из руд локализованных в плутонах колеблются от 5,7 до 7,4 ‰, что указывает на их магматическое происхождение. Значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов варьируют от 4,2 до 4,5 ‰, что тоже близко к магматической сере. Геологические условия локализации, геохимия вмещающих гранитоидов, соотношения стабильных изотопов и минералогия в изученных месторождения согласуются с магматическим происхождением минерализующих флюидов. Изученные месторождения пространственно связаны либо с неопротерозойскими ~ 850 млн лет, либо с раннепалеозойскими 486–490 млн лет

гранитоидами и принадлежат к двум основным орогенным этапам геодинамической эволюции Саянского пояса. Для неопротерозойского этапа, характерны месторождения с преобладанием золото-теллуридных ассоциаций, локализованные в гранитоидах островодужного геодинамического типа. Сформированные в течение раннего палеозоя (458-439 млн лет) месторождения золото-тетрадимитового, золото-антимонитового, золото-теллуридного и золото-висмут-сульфосольного типов пространственно связаны с орогенными гранитами различного геохимического состава. Рудные тела этих объектов пересекаются постминерализационными позднепалеозойскими (313-324 млн лет) дайками. Происхождение рассмотренных рудных объектов объясняется их генетической ассоциацией с разновозрастными и разными по составу интрузивами гранитоидов.

Проведенный обзор золотого оруденения Саяно-Байкальского орогенного пояса показал важную роль гранитоидного магматизма в локализации и распространении золотого оруденения орогенного типа. Это позволяет проводить сопоставление с похожей минерализацией Патомского сектора данного пояса. Обоснована определяющая роль каледонского тектогенеза в формировании большинства из рассмотренных месторождений золота. Показано, что тесные связи с гранитоидным магматизмом прослежены с неопротерозоя.

РАЗДЕЛ 2 БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО СЕКТОРА МООП.

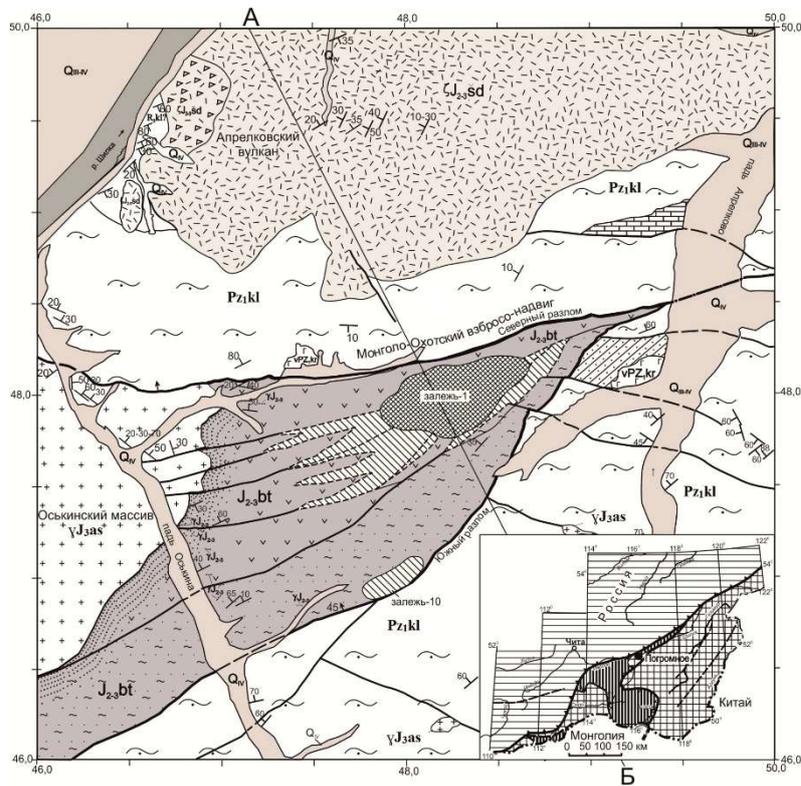
Исследования по данному разделу проводились на двух объектах – месторождении Погромное Апрелковско-Пешковского рудного узла на правом берегу р.Шилка и на площади Амуджиканского рудного узла в бассейне р.Черный Урюм (левобережье).

2.1 Сульфоарсенидное оруденение в зоне Монголо-Охотской сутуры (месторождение Погромное, Восточное Забайкалье, МООП).

При изучении месторождения Погромное, основной целью являлось изучение комплекса факторов: геохимических, физико-химических процессов и Р-Т условий при рудообразовании с участием сульфоарсенидных гидротермальных растворов в дислоцированном пространстве вмещающей зоны смятия. Задачи исследования охватывают анализ положения рудоносности в метасоматической зональности с определением составов и термобарических характеристик флюидных включений, данных минеральных геотермометров, а также физико-химические расчеты переноса и отложения золота сульфидно-мышьяковистыми гидротермальными растворами в рудообразующей системе месторождения. В результате проведенного исследования были получены следующие результаты.

Месторождение Погромное, расположенное на Восточно-Забайкальской ветви Монголо-Охотской сутуры, в краевой части Ононского островодужного террейна, сформировалось на периферии рифтогенного ареала верхнеюрского вулканизма шадаронской серии. Рудовмещающие метасоматиты месторождения датированы аргон-аргоновым методом в 139.5 ± 1.8 млн лет, с последующей фазой прожилкового оруденения на уровне 131 ± 1.2 млн. лет при завершении гидротермальной активности гранитоидов амуджикано-сретенского комплекса, что предполагает возможную продолжительность рудообразования более 8 млн. лет.

Оруденение залегает в межбудинных блоках зоны смятия с замещением субстрата метасоматическими изменениями кварц-альбит-слюдистой формации профиля кислотного выщелачивания, в которых при деформациях с проявлением тонких дислокаций размещены субвертикальные золоторудные штокверки, в соответствии с рисунком 6.



Геологический разрез по линии А-Б

Масштаб вертикальный и горизонтальный 1:10 000

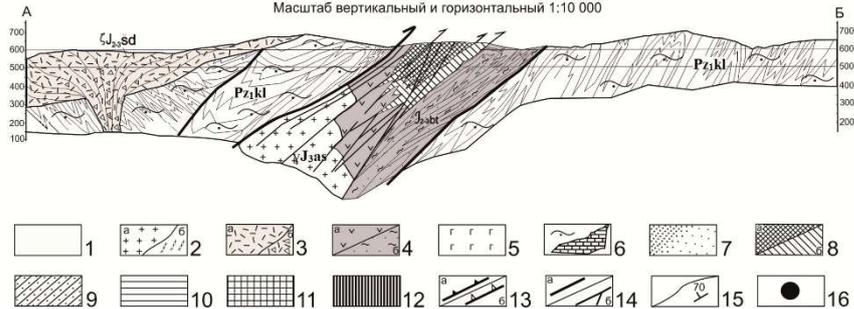


Рисунок 6 – Геологическая схема расположения рудных залежей месторождения Погромное. 1. Аллювий, валунно-галечно-песчаные и печано-глинистые отложения. 2. Амуджикано-сретенский интрузивный комплекс (J_{3as}): 2а - биотитовые граниты, 2б - дайки гранитов и гранит-порфиров. 3. Шадаронский вулканический комплекс (ζ J_{3sd}): 3а - базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, туфы; 3б - жерловая фация. 4. Буторовская свита (?) (J_{2-3 bt}): 4а - эффузивы от риодацитов до андезибазальтов; 4б – терригенные отложения, углеродистые метапесчаники, кварцево-сланцевые микросланцы. 5. Кручининский интрузивный комплекс (vPz_{1kr}): габбро, габбро-диориты. 6. Кулиндинская свита (Pz_{1kl}), кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, прослои мраморов. 7. Роговики, ороговикование. 8. Метасоматиты: 8а - кварц-альбит-мусковитовые с карбонатом; 8б - пропилиты. 9. Кварц-серицит-альбитовые метасоматиты. На врезке: 10-12 – континентальные блоки: 10. Сибирский, 11. Монголо-Китайский. 12. Ононский островодужный террейн. 13. Ветви Монголо-Охотской сутуры. а. Основная, б. Ононская. 14. Разломы: а - основные надвиги, б - взбросы. 15. Геологические контуры и элементы залегания. 16. Месторождение Погромное

По данным изучения метасоматитов и флюидных включений в кварце золотоносные руды формировались в интервале температур 570-350°C (метасоматиты) и 360-235°C (прожилковая кварцевая минерализация). Интервал давлений составил от 1 до 2.65 кбар.

Присутствие углекислого газа, метана и водорода в хлоридно-натровых растворах и флюидах, участвующих в рудообразовании, обусловлено декарбонизацией углеродистых пород из разреза рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи.

Термодинамические расчеты изученных рудных **py-asp** ассоциаций с золотом показали, что: (1) продолжительность образования зональности метакристаллов **asp** и **As-py**, сопутствующей топохимическим реакциям осаждения золота, охватывает десятки тысяч лет; (2) парагенезис **asp**, **py** и самородного золота выделяется в кварц-альбит-мусковитовом метасоматите на интервале $150^{\circ}\text{C} \div 300^{\circ}\text{C}$, вследствие взаимодействия с сульфоарсенидным гидротермальным раствором при содержаниях серы и мышьяка более 0.005 m ; (3) в данной сульфоарсенидной системе количество Au, значимое для рудообразования, мигрирует в составе комплексных частиц – тиоарсенитов AuAsS_2^0 и $\text{H}_2\text{AuAsS}_3^0$, с нижним пределом концентраций $\text{S} \geq 0.001$ и $\text{As} \geq 0.0005 \text{ m}$. Значение этих комплексов уменьшается при температурах $\leq 200^{\circ}\text{C}$, а при 150°C с ним сосуществует гидросульфид AuHS^0 . Снижение содержания S и As в валовом составе системы менее $0.001 - 0.0005 \text{ m}$ уменьшает растворимость золота более, чем на 4 порядка, в соответствии с рисунком 7.

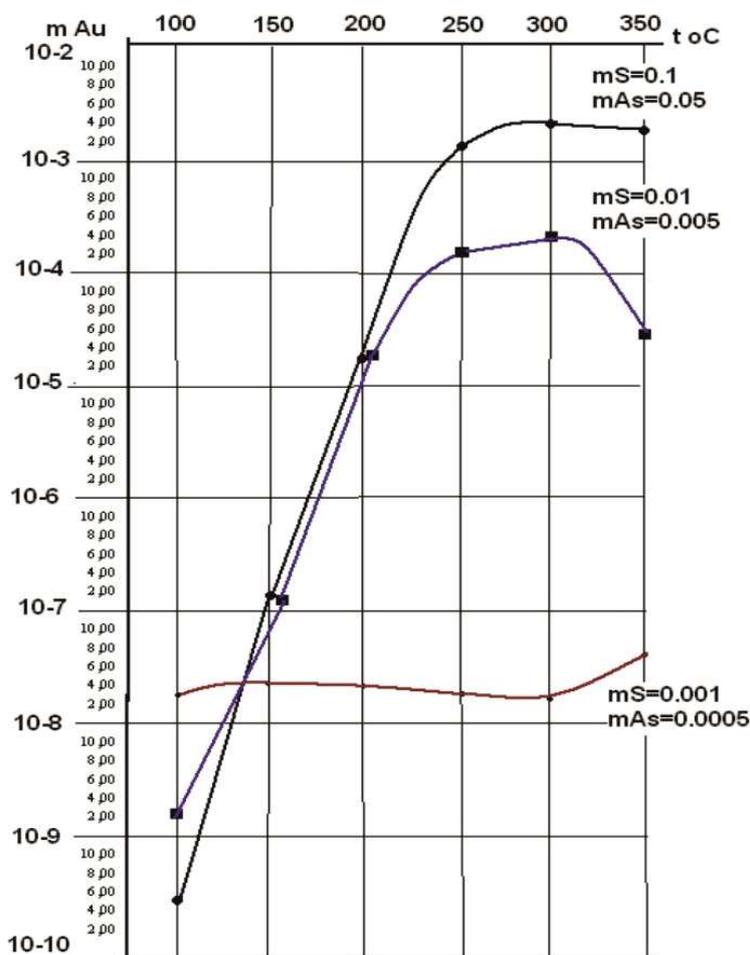


Рисунок 7 – Рассчитанная растворимость золота в сульфоарсенидном гидротермальном растворе в зависимости от температуры, концентрации серы и мышьяка при давлении 1 кбар

Раздел 2.2 Сульфидное оруденение с золотом в обрамлении Амуджиканского гранитного массива (Восточное Забайкалье). Генетические реконструкции по результатам площадных геохимических съемок при изучении рудно-магматических систем

Объектом исследования был предполагаемый рудный объект порфирового типа расположенный в бассейне р.Амуджикан (Могочинский район Забайкальского края). В пределах перспективной площади была выполнена геохимическая съемка масштаба 1:25000, собран каменный материал, проведены петрографические и минералогические исследования, послужившие основой для построения генетических моделей изложенных в этом разделе.

Выполненный анализ строения геохимического поля позволил выделить структуры контролирующие минерализацию: два купольных выступа, к апикальным частям которых приурочена медно-молибденовая минерализация; проницаемая зона на их границе, контролирующая золотую минерализацию, в соответствии с рисунком 8.

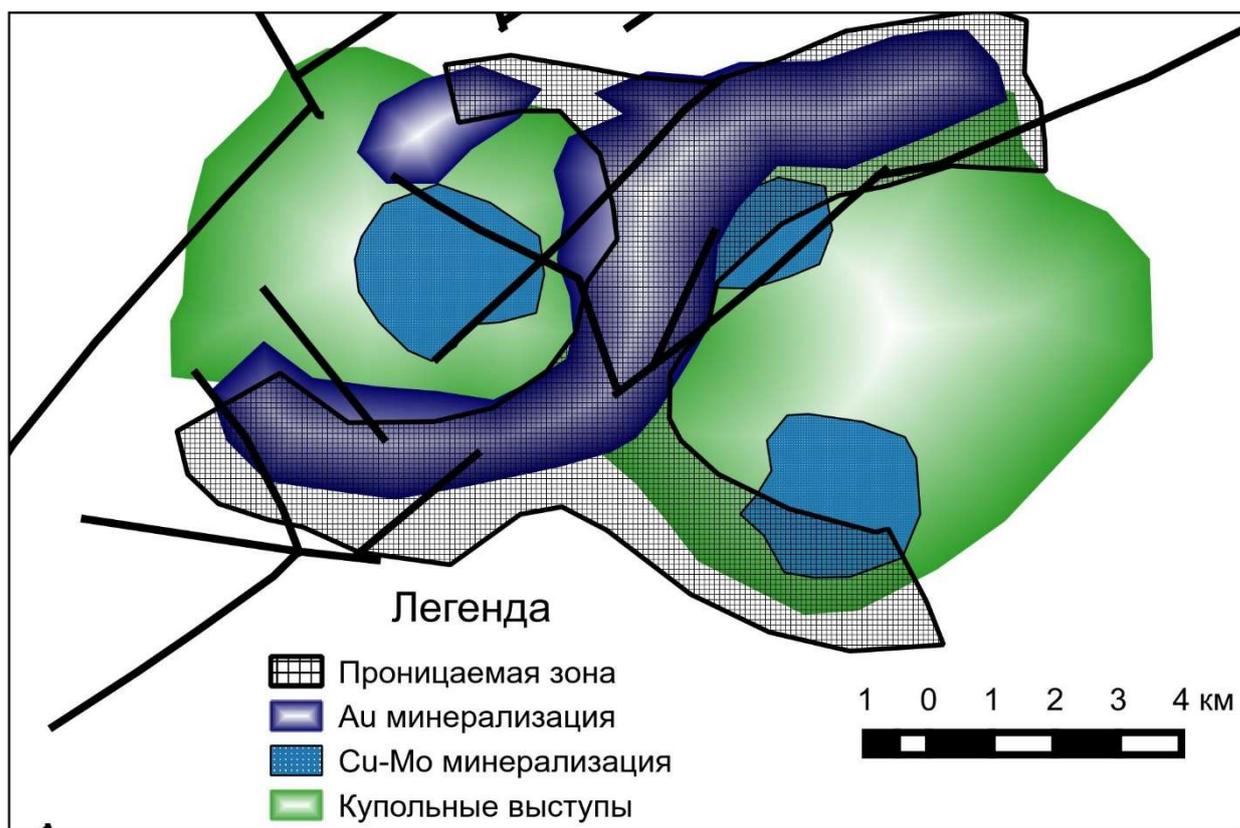


Рисунок 8 – Структура геохимического поля

Пространственное положение аномалий и соответствующие им ассоциации элементов позволили предположить, что объект является полихронным, а минерализация связана с

двумя магматическими комплексами: медно-молибденовая с амананским; золотая, с амуджиканским. В пределах зоны контролирующей золотую минерализацию проявлена вертикальная геохимическая зональность, связанная с разным уровнем эрозионного среза геологических блоков в ее пределах.

Для проверки этих тезисов были выполнены: изучение метасоматитов и руд; анализ тектонического строения района работ; интерпретация геофизических данных. По результатам работ, все ассоциации новообразованных минералов были объединены в две группы, сопоставленные с этапами рудообразования [10]. Выделенные ассоциации приведены в таблице 3.

Таблица 3 - Ассоциации новообразованных минералов

Этап 1	Этап 2
Альбитовая	Биотит-магнетит-апатит-рутиловая
Калишпат-биотитовая	Мусковит-карбонат-турмалиновая
Хлорит-эпидот-мусковитовая	Пирит-халькопиритовая
Пирротин-пирит-халькопирит-молибденит-сфалеритовая	Галенит-сфалерит-серебротеллуридная с золотом
Галенитовая (полиметаллическая?)	Карбонатная
Карбонатная	

Ассоциации первого этапа развиты в пределах выделенных куполов. Они вполне укладываются в схему эволюции составов растворов отделившихся от магматического/гранитоидного очага. Первые две ассоциации соответствуют пневматолитовому этапу эволюции РМС, ассоциации три и четыре, соответствует высокотемпературному гидротермальному этапу, пятая, отнесена к среднетемпературной-гидротермальной стадии эволюции РМС, а шестая, к низкотемпературной.

Специфический набор полезных компонентов позволяет сопоставить минерализацию данного этапа с Cu-Mo-порфировой РМС и, в целом, отнести её к Cu-Mo порфировой рудной формации, молибден-медной субформации в классификации [Сотников, 2006].

Вторая группа ассоциаций также является «полной», начиная с пневматолитового этапа эволюции РМС и заканчивая низкотемпературной гидротермальной. Она наложена на предыдущую и приурочена к зонам дробления (выделены крапом на обеих картах).

Формационную принадлежность данного этапа минерализации определить сложно.

Главными рудными элементами в пределах этого рудного этапа являются Au, Cu, Ag, Pb, Zn. Однако, в целом, используя общую зональность продуцируемого оруденения (Fe-Mo (Cu) - Cu (Mo) - Cu (Au) - Fe (Au) - Pb, Zn - Au (Ag) [2]), мы можем рассматривать его в качестве производных Cu-Mo-порфиры с золотом РМС.

Анализ данных геофизических съемок показал, что «проницаемые зоны» облекающие купольные выступы контролируются гребнем нескрытой интрузии гранитоидов амуджиканского комплекса, а сам район работ состоит из различных тектонических блоков с разной амплитудой воздымания, в соответствии с рисунком. 9. Вскрытие различных зон вертикальной геохимической зональности обусловлено разной амплитудой воздымания этих блоков

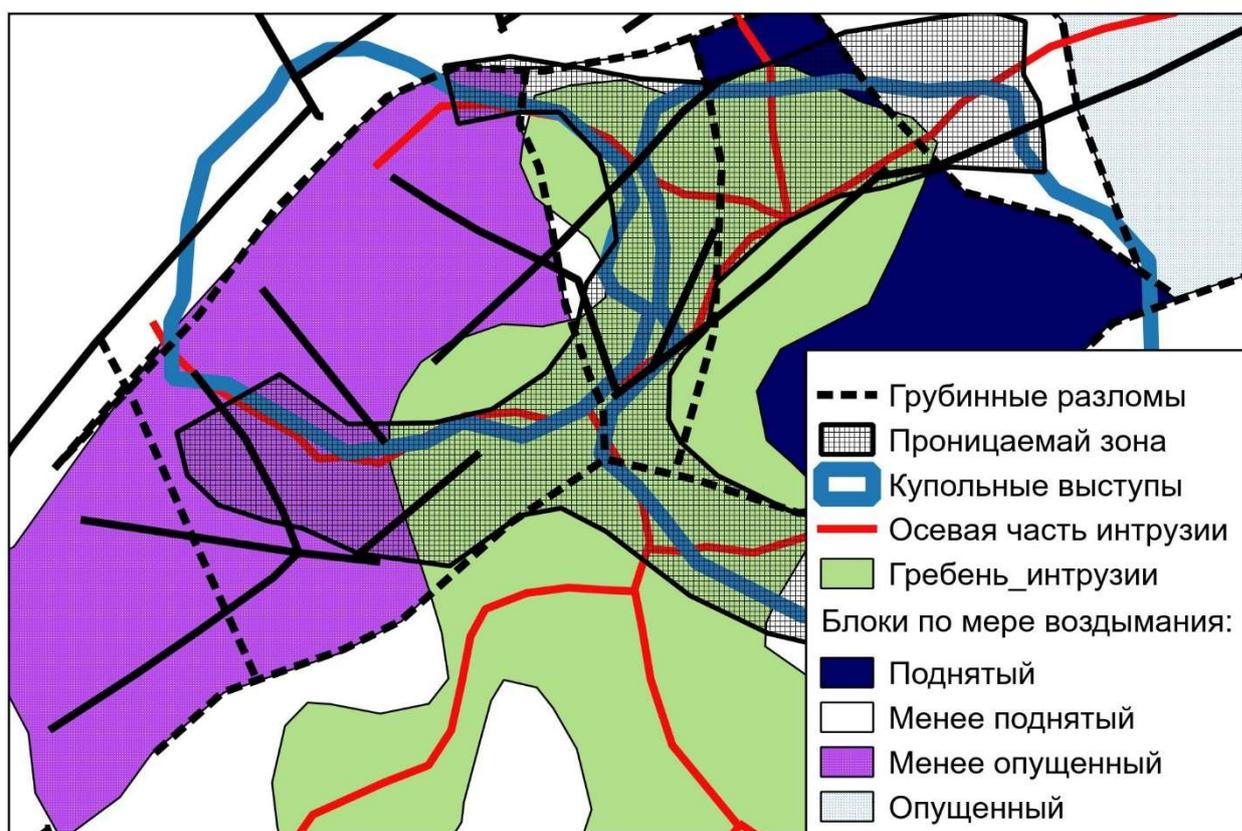


Рисунок 9 – Крупные структурные элементы в площади работ (по геофизическим данным)

Таким образом, эти данные довольно хорошо согласуются с результатами генетических реконструкций выполненных по результатам геохимических съемок, что позволяет использовать их для этих целей без привлечения дополнительной геологической и геофизической информации.

Эти данные хорошо сопоставимы с аналогичными материалами по Карийскому рудному узлу, одного из крупнейших золоторудно-магматических узлов Восточного

Забайкалья. Показана возможность выявления закономерных рудно-магматических ассоциаций по данным поисковой геохимии, дополненным минералогическими исследованиями.

РАЗДЕЛ 3 ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РУДОГЕНЕЗА

В рамках разработки общих генетических моделей благороднометалльного рудогенеза проведен анализ формирования разнотипной рудной (в том числе и благороднометалльной) минерализации в истории формирования Земли. Обзор литературы, а также наблюдения авторов в рассмотренных выше районах и других районах мира позволили сделать ряд общих выводов.

Формирование орогенных рудных месторождений в условиях локального сжатия шло двумя путями: (1) при росте крупных куполов или внедрении огромных плутонов (Бушвельд) в структурах обрамления и (2) при образовании региональных зон сжатия в аккреционно-коллизии орогенезе. На ранних этапах развития Земли рудные месторождения формировались в локальных зеленокаменных структурах обрамления крупных гранитных куполов, оруденение формировалось в обстановках расширения при росте этих куполов. Позднее в переходный период, месторождения формировались уже в обстановках сжатия в пределах небольших поясов и зон разломов, в обстановках сагдукции и верхне-мантийной конвекции, при столкновениях малых плит. При этом, местами, сохранялся и ранний стиль купольного обрамления (например, сочетание таких объектов есть в Калгурли террейне) и последний по времени такой пример известен для конца палеопротерозоя (кратон Гаулер). В фанерозое такой стиль локализации месторождений проявился только в связи с формированием гранитно-метаморфических ядер ареалов зонального метаморфизма и вокруг отдельных микроконтинентов. Анализ рудоносности древних континентальных блоков показывает уникальную обогащенность месторождениями редких и благородных элементов Палео-Гондваны, что требует дополнительного анализа причин металлогенической неоднородности древних континентальных блоков.

Общая последовательность формирования оруденения разных типов в ранний и переходный периоды была стандартной от вулканогенных колчеданных и магматических медно-никелевых, через орогенные золотые к поздним олово-редкометалльным. В орогенных структурах конца неопротерозоя и в фанерозое ситуация стала несколько иной: ранние этапы включают колчеданное, порфирировое и эпитеpmальное оруденение с редким медно-никелевым, орогенное золото, нередко формируется после олово-редкометалльной минерализации.

В истории нашей Земли металлогеническое разнообразие определялось на ранних этапах сидерофильной и халькофильной минерализацией мантийного происхождения. По мере разрастания континентальной коры и ее сублимации происходило увеличение ее вклада в металлогенический профиль Земли при сохранении влияния мантии через

плюмовые явления и коровую переработку в зонах субдукции. Это привело к росту вклада литофильной группы элементов в металлогенический профиль Земли и появлению всего максимального разнообразия месторождений разных элементов в фанерозое. На этом фоне благороднометалльное оруденение и прежде всего золото проявляют как мантийные (на ранних этапах), так и коровые свои свойства. Все это свидетельствует о постоянном корово-мантийном взаимодействии при формировании металлогенического профиля нашей планеты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные морфологические, геохимические и изотопные характеристики выявленных генераций сульфидов железа месторождений Голец Высочайший и Угахан отражают единую эволюцию рудообразующей системы во время их формирования. Новые данные по типоморфизму минералов железа на двух рассмотренных объектах показали важную роль пирита как индикатора условий формирования рудной минерализации, который по составу, изотопии серы, морфологическим особенностям характеризуется полной однотипностью генераций, несмотря на несколько разное геологическое положение месторождений. Это подтверждается сравнением с ранее изученными объектами не только в минералогических данных, но и по новым результатам аргон-аргонового датирования фракций пирита. Это предполагает единую генетическую модель формирования данной минерализации в регионе, на совершенствование которой нацелен наш проект.

Подтверждена метаморфогенно-метасоматическая модель формирования месторождений Сухоложского типа для отложений хомолхинского стратиграфического уровня. Согласно предложенной модели в ближайшее время будут предложены дополнительные критерии для поисков подобных месторождений в пределах выделенного стратоуровня в Бодайбинском районе.

Охарактеризовано орогенное золотое оруденение западного фланга Саяно-Байкальского орогенного пояса. Выделены 4 типа руд сформированные в два этапа ранний неопротерозойский и поздний (основной) раннепалеозойский и показана важная роль разнотипных гранитоидов в их происхождении.

Обращает на себя внимание близость возраста благороднометалльного оруденения в пределах всего Саяно-Байкальского орогенного пояса и проявление позднепалеозойского этапа магматизма и связанной с ним минерализации.

Месторождение Погромное золото-сульфидно-кварцевой формации прожилково - вкрапленных руд сформировано в зоне смятия между надвигами в блоке вулканогенно-осадочной толщии вдоль фрагмента Монголо-Охотской сутуры. В околорудных метасоматитах представлены парагенезисы зональной кварц-альбит-слюдистой (мусковит-серицитовой) метасоматической формации профиля умеренно кислотного выщелачивания. Процессы рудообразования датированы ранним мелом $139,5 \pm 1,8 - 131 \pm 1,2$ млн лет. Среди рудных минералов преобладают арсенопирит и пирит при второстепенных сфалерите, халькопирите, пирротине, с сульфосолями, герсдорфитом и акцессорными молибденитом и магнетитом. По данным изучения флюидных включений и типоморфным данным для золотоносных арсенопирита и пирита рассчитаны коэффициент диффузии A_s , обоснован интервал отложения золота от 350 до 150 °C и формы переноса золота.

Анализ геолого-геофизических материалов и минералого-геохимические данные показали полихронность рудной минерализации Амуджиканского рудного узла с ранней медно-молибденовой и поздней золотой. Эти данные довольно хорошо согласуются с результатами генетических реконструкций выполненных по результатам геохимических съемок, что позволяет использовать их для этих целей без привлечения дополнительной геологической и геофизической информации.

Тектоно-металлогенический анализ развития рудной минерализации в истории Земли показал наличие определенных закономерностей последовательности ее формирования в пределах орогенных циклов и важную роль корово-мантийного взаимодействия в ее формировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н.А., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., и др. Опыт применения локального анализа изотопного состава серы сульфидов руд крупнейших месторождений Бодайбинского синклинория (Восточная Сибирь) // Доклады Академии наук. Т. 484. - 2019. - № 4. - С. 460–463. DOI: 10.31857/S0869-56524844460-463).
2. Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., и др. Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопроявления Ольгинское) // Геология и геофизика. Т. 60. – 2019.- № 5. - С. 666-687.
3. Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., и др. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). - М.: ЦНИГРИ, 1993. - 213 с.
4. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. - 2009. - № 10. - С.1-9.
5. Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения. Доклады Академии наук. Т. 415. - 2007. - № 2. - С. 236-241.
6. Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., и др. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях копыловское и кавказ в черносланцевых толщах (бодайбинский район, россия) по данным рсма и ЛА-ИСП-МС // Геология рудных месторождений. Т. 57. - 2015. - № 1. - С. 71.
7. Петровская Н.В., Чухров Ф.В. Основные направления исследований типоморфизма минералов //27-й Международный геологический конгресс: доклады.-М.,1984.- Т.10.-С.3-10
8. Сотников, В.И. Медно-молибден-порфоровая рудная формация: природа, проблема объёма и границ / В.И. Сотников; Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – С.9.
9. Таусон В.Л., Акимов В.В., Липко С.В., и др. Типоморфизм пирита месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. Т. 56. - 2015.- № 10. - С. 1773-1796.
10. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. - Новосибирск: Изд-во «Наука», 1976. - 285 с.

11. Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.V., Lishnevsky E.N., Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia: *Ore Geology Reviews*. 2004. - v. 24. - P.7–44.
12. Hoefs J. *Stable Isotope Geochemistry. Sixth Edition*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, 2009. – 285p.
13. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., et.al. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*. 102. - 2007. - (7). - P. 1233–1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>.
14. Meffre S., Large R.R., Scott R.J., et.al. Age and Pyrite Pb-Isotopic Composition of the Giant Sukhoi Log Sediment-Hosted Gold Deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 72. – 2008. - (9). – P.2377–2391. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.005>.
15. Tarasova Y.I., Budyak A. E., Chugaev A.V., et. al. Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // *Ore Geol. Rev.* 2020. - Vol. 119. 103365. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2020.103365](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365)
16. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V. Yu., Akinfiyev N.N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits: *Geoscience Frontiers*. 2016. - v. 7. - P. 453–481.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме

Вилор Н.В., Волкова М.Г., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Павлова Л.А., Спиридонов А.М., Брянский Н.В., Данилов Б.С. Сульфоарсенидное оруденение с золотом в зоне смятия на Восточно-Забайкальской ветви Монголо-Охотской сутуры (месторождение Погромное, Восточное Забайкалье, Россия) // Тихоокеанская Геология. Том 40. – 2021. - № 4. - С. 33–50 (WOS Q4)

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Будяк А.Е. Эволюция Карийской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки // Геология рудных месторождений. Т.63. -2021, - № 3. - С. 283-294(WOS Q4)

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная сибирь) // Записки Российского Минералогического Общества. Ч. СЛ. - 2021, - № 1. -С. 63–75 (Scopus)

Тарасова Ю. И., Будяк А. Е., Горячев Н. А., Игнатьев А. В., Веливецкая Т. А., Блинов А.В., Горячева Е.М. Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское нагорье) // Доклады Российской академии наук. Науки о земле. Т. 503. – 2022. - № 1. - С. 8–13(WOS Q4)

Damdinov B.B., Xiao-Wen Huang, Goryachev N.A., Zhmodik S.M., Mironov A.G., Damdinova L.B., Khubanov V.B., Reutsky V.N., Yudin D.S., Travin A.V., Posokhov V.F. Intrusion-hosted gold deposits of the southeastern East Sayan (northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): A review // Ore Geology Reviews. 139. – 2021. – 104541. - P. 1-21(WOS Q1)

Blinov A.V., Budyak A.E., Tarasova Yu.I., Papkin I.V., Ilchenko V.O., Nikulina A.A. Comparative evaluation of geochemical methods of searches for secondary dispersion halos in complex landscape-geochemical conditions of eastern Transbaikal. 17-th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics / Gelendzhik, 2021. - 26.04.2021-30.04.2021. Код 171372. DOI: 10.3997/2214-4609.202152132 (Scopus)

Tarasova Yu.I., Budyak A.A. Physical and chemical parameters of the ore-forming process of the Chertovo Koryto deposit. 17-th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics / Gelendzhik, 2021. - 26.04.2021-30.04.2021. Код 171372. DOI: 10.3997/2214-4609.202152113 (Scopus)

Budyak, A.E., Blinov, A.V., Baikin, V.D. Mechanisms of ore formation of gold deposits in

black shale strata on the example of the Krasny deposit (Bodaybinsky district, Irkutsk region). 17-th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics / Gelendzhik, 2021. - 26.04.2021-30.04.2021. С. 1 – 11. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152114> (Scopus)

Ефремов С.В. Горячев Н.А., Будяк А.Е., Блинов А.В. Генетические реконструкции по результатам площадных геохимических съемок при изучении рудно-магматических систем // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. / Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. - С.83-86,

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Гладкочуб Д.П., Горячев Н.А., Деревянко А.П., Диденко А.Н., Донская Т.В., Кравчинский В.А., Оганов А.Р., Писаревский С.А. Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитателя человечества. – Новосибирск: ГЕО, 2021. - 360 с.