

**МЕЖДУНАРОДНАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ  
«УРАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ШКОЛА– РЕГИОНАМ»**

---

---

13–22 апреля 2015 года

**ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ. ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ  
ГЕОЛОГИЯ**

УДК 533.661.2

**ТЕХНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ УЧАЛИНСКОГО ГОКА**

БАЙРАМГАЛИНА Л. Н., МАКАРОВ А.Б.  
Уральский государственный горный университет

Использование техногенных образований в виде отходов горного и обогащительного производства позволяет уменьшить их негативное воздействие на окружающую природную среду и получить экономический эффект [1].

ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат» (УГОК) – крупнейшее предприятие Республики Башкортостан и Российской Федерации по добыче и переработке медноколчеданных руд. Минерально-сырьевой базой комбината, созданного в 1954 году, являются разрабатываемые месторождения: Учалинское, Молодежное, Узельгинское– и резервные месторождения: Западно-Озерное, Озерное, Ново-Учалинское (Башкортостан), Чебачье и Талганское (Челябинская область).

Колчеданное оруденение перечисленных месторождений представлено сплошными и прожилково-вкрапленными рудами следующих промышленных сортов: серноколчеданные, медные, цинковые и медно-цинковые. Медные и медно-цинковые руды обогащаются на Учалинской обогатительной фабрике (УОФ) по коллективно-селективной схеме флотации без применения цианидов с получением медного, цинкового и пиритного концентратов. За время эксплуатации УОФ по состоянию на 1.01.2001 г. объем переработки руды составил 107,6 млн т. В 2000 г. переработано 3467 тыс. т руды. Выход хвостов обогащения от начального веса руды на 2000 г. составил 70% [2].

Основными отходами комбината являются вскрышные породы Учалинского месторождения, хвосты обогащения УОФ, подотвальные, шахтные и карьерные воды. Отвалы вскрышных пород Учалинского рудника размещаются на восточном, южном и юго-западном бортах одноименного карьера. Вскрышные породы представлены до 50% от общего объема миндалекаменными базальтами, андезибазальтами, туфами, брекчиями основного состава, габбро и габбро-диоритами; 15% – риолиты, риодациты, их туфы и лавобрекчии; 20% – серицит-кварцевые, серицит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов и бедные колчеданные руды; 15 % – глинистые породы. Основная масса вскрышных пород складирована на отвале без сортировки, за исключением пород основного состава, размещенных в спецотвал. В основном используются для получения строительного щебня и в качестве инертных составляющих твердеющей смеси для закладки пустот выработанного пространства [3].

Хвосты обогащения УОФ складированы в хвостохранилище (1 км к югу от УОФ), состоящем из двух отсеков общим объемом 25 млн м<sup>3</sup> и площадью 113 га, введенном в эксплуатацию в 1968 г. Мощность уложенных хвостов – 17–24 м, по состоянию на 01.01.2001 г.

накоплено 40,8 млн т хвостов. Запасы и содержания полезных компонентов приведены в таблице 1.

Таблица 1 – Запасы и среднее содержание полезных компонентов в хвостах УОФ

Элемент	Запасы основных полезных компонентов, тыс. т	Среднее содержание, %
Cu	76,1	0,36
Zn	127,94	0,6
S	4581,1	21,9

Сульфидные хвосты УОФ представляют собой мелкозернистый материал 70–90% массы крупностью –0,074 мм. Основной минеральный состав следующий: пирит – 57%, сфалерит – 1,1%, халькопирит 0,8%, оксиды железа (лимонит, гематит, магнетит) – 2%, нерудные минералы (кварц, полевые шпаты и т.д.) – 39,1%.

Для изучения состава хвостов выполнен отбор проб текущего выхода и лежалых, из которых были изготовлены аншлифы и выполнен спектральный анализ. Результаты спектрального анализа хвостов приведены в таблице 2.

Таблица 2 – Содержание химических элементов в хвостах УОФ

№	Материал	Химические элементы, $n \cdot 10^{-3}$										
		Cu	Zn	Pb	As	Ba	Ti	V	Mn	Cd	Sb	Ag
1	Хвосты текущего выхода*	35	70	59	20	1250	50	1	45	0	2	0,4
2	Хвосты лежалые*	100	300	90	15	50	100	3	125	2	2,5	0,6

\* Среднее по двум пробам

Результаты спектрального анализа показали, что содержание Cu, Zn, Pb, Ti и Mn в лежалых хвостах значительно превышает их содержание в хвостах текущего выхода. Одной из возможных причин, объясняющих такую миграционную подвижность химических элементов, может являться окисление сульфидов.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Макаров А. Б. Главные типы техногенно-минеральных месторождений Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 206 с.
2. Чадченко А. В., Курбангалеев С. Ш., Пирский В. Н. Опыт использования отходов горно-обогатительного производства на ОАО «Учалинский ГОК»: сб. докл. Всерос. конф. «Реновация: отходы-технологии-доходы». Уфа, 2004. С. 263–264.
3. Окунев А. И. Повышение производственных сил республики Башкортостан за счет комплексной переработки некоторых видов природного и техногенного сырья с сохранением окружающей среды: сб. докл. Всерос. конф. «Реновация: отходы-технологии-доходы». Уфа, 2004. С. 175–178.

## УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ ТЕЛ НА ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ ЗАПАДНО-ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УЧАЛИНСКИЙ РАЙОН)

БАЙРАМГАЛИНА Л. Н., БАРАННИКОВ А.Г.  
Уральский государственный горный университет

Ведущая роль в экономике Учалинского района принадлежит промышленному комплексу. В общем объеме товаров и услуг района этот сектор экономики составляет 80%. Учалинский горно-обогатительный комбинат является одним из флагманов российской отрасли цветной металлургии. Но даже такое крупное месторождение имеет тенденцию к истощению. Когда промышленные обороты снижаются, то встает вопрос о восполнении минерально-сырьевой базы данного месторождения. Поскольку все легкооткрываемые (близповерхностные) месторождения оценены, на первый план выходит обнаружение «слепых» залежей рудных тел.

Западно-Озерное месторождение расположено в северной части Узельгинского рудного поля, главной рудовмещающей структурой которого является Талганская палеобазальтовая гряда северо-западного простирания. Месторождение приурочено к четко выраженной экструзивно-субвулканической постройке, западный склон которой обрамляют туфогенно-осадочные породы, а восточный срезан при внедрении более поздних андезитов. Формирование постройки происходило в зоне синвулканического разлома северо-западного простирания, служившего проводником для гидротермальных растворов и внедрения субвулканических и дайковых тел. Внедрение этих тел привело к деформации рудных тел и развитию разрывных нарушений в виде зон дробления и рассланцевания.

Все вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Западно-Озерного месторождения метаморфизованы в условиях зеленокаменной и пумпеллиит-пренитовой фации регионального метаморфизма.

Основным морфологическим типом на месторождении являются линзообразные рудные тела. Отличительной чертой руд месторождения является их микро- и тонкозернистое строение, относительно низкие содержания Cu, Au, Ag и повышенные содержания S, Se, As. Главными рудными минералами являются: пирит, халькопирит, сфалерит, второстепенными – блеклая руда, галенит, пирротин, арсенопирит. Средние содержания металлов в рудах месторождения составляют: Cu – 0,91 %, Zn – 1,09 %, S – 45,2 %, Pb – 0,16%, As – 0,31 %, Se – 225 г/т, Te – 38 г/т. В зоне окисления рудного тела 5 выявлены золотоносные бурые железняки со средним содержанием золота 9,4 г/т, серебра 117,3 г/т.

Фланги Западно-Озерного месторождения сложены породами карамалыташской ( $D_{2kr}$ ), улутауской ( $D_{2ul}$ ), колтубанской ( $D_{2kl}$ ) свит, а также мезозойско-кайнозойскими осадочными отложениями.

Руды Западно-Озерного месторождения по генезису относятся к гидротермально-осадочным. Исходя из этой гипотезы, модель Западно-Озерного месторождения представляется следующим образом: колчеданное оруденение расположено в верхней части купола, где оно заполняет крутопадающую конусовидную депрессию. Эта депрессия, вероятно, является небольшим взрывным кратером жерла вулканического аппарата. Жерловая часть вулканического аппарата послужила проводником восходящего потока рудоносных гидротермальных растворов и коллектором рудных сульфидных минералов.

На основе изученного геологического строения и предложенной геолого-генетической модели формирования обоснован ряд критериев, позволяющих проектировать поисковые работы на западном фланге Западно-Озерного месторождения.

1. *Формационный критерий.* Западный фланг месторождения принадлежит контрастной базальт-риолитовой формации, относящейся к карамалыташской свите.

2. *Геофизический критерий.* Западный фланг Западно-Озерного месторождения выделяется положительной магнитной аномалией  $\Delta Ta$ , совпадающей с отрицательной

аномалией силы тяжести в поле развития андезитов, что является благоприятным для локализации оруденения.

3. *Структурно-палеовулканологические критерии.* Западно-Озерное месторождение расположено в деформированной кольцевой структуре кальдерного типа. На примере Учалинского рудного поля палеовулканические постройки подобного типа являются потенциально рудоносными.

С учетом изложенных критериев в подготовленном проекте задана поисковая сеть скважин в пределах западного фланга месторождения (7 скважин). Линии профилей расположены вкрест простирания основных геологических структур, являющихся продолжением профилей, уже пройденных ранее на Западно-Озерном месторождении.

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНЫХ ТА-НВ МЕТАСОМАТИТОВ УЧАСТКА БОЛЬШАЯ ТУРУПЬЯ

БАКИЛИНА А. А., ДУШИН В. А.

Уральский государственный горный университет

В проблеме происхождения тантал-ниобиевого редкометального оруденения в пределах участка Большая Турупья, контролируемого серией разрывных нарушений Нундерминско-Салатимской шовной зоны, недостаточно изученной является роль метасоматических процессов в становлении оруденения [1]. Здесь широко известны многочисленные пункты минерализации, геохимические и геофизические аномалии, шлиховые потоки и др. Большой частью они указывают на редкометальную минерогенетическую специализацию.

Рудоносные зоны приурочены к надвику, по которому краевая переработанная часть байкалит (мороинская свита  $R_3mr$ ) перекрыта палеозойскими отложениями (польинская свита  $O_{2-3pl}$ ). Вмещающие породы в зоне шириной более 600 м интенсивно дислоцированы, несут следы послынного сдвига, широко развиты микроплойчатость. Исходными породами являются хлорит-кварц-плаггиоклазовые сланцы, образованные, скорее всего, по вулканитам основного и кислого состава с естественной радиоактивностью на уровне 11–30 мкР/ч.

По данным количественного анализа (ICP MS) внутренние зоны метасоматических колонок характеризуются повышенным содержанием тантала и ниобия: Ta – 0,008–0,015 %, Nb – 0,08–0,15 %. Из сопутствующих компонентов повышенными значениями обладают Zr – до 0,4 %,  $\Sigma TR+Y$  – до 0,085 %, U – до 0,002 %, Th – до 0,02 %, Zn – до 0,09 %, Pb – до 0,01 %, Ag – 23–40 г/т, Pt – 0,7–1,2 г/т. Обращает на себя внимание весьма высокое содержание палладия – 60–151 г/т.

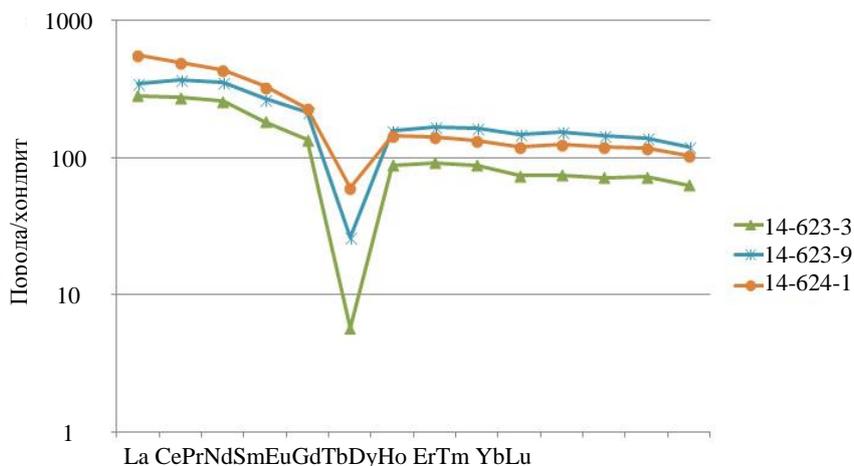


Рисунок 1 – Распределение редкоземельных элементов

Содержание редкоземельных элементов увеличивается с возрастанием метасоматических процессов (рисунок 1). Околорудные метасоматиты проявления Большая Турупья сформированы в результате относительно низкотемпературного щелочного процесса со значительным привнесением Na, Al и K. Внешняя зона метасоматической колонки характеризуется развитием альбитизации со значительным привнесением Na, количество которого увеличивается на 68,37 атомов в элементарном объеме, что составляет 392,29 %, а количество Al возрастает на 70 % и  $Fe^{+3}$  на 16 %. Также привносятся и некоторые другие компоненты, такие как P, Mn, но их количество увеличивается незначительно – на 9 и 11 %. При этом выносятся наибольшее количество Mg (75,82%), Ti (74,34%),  $Fe^{2+}$  (24,79%), K (24,79%), Si (3,63 %) и Ca (1,75%) (рисунок 2). Метасоматоз при этом проходит с увеличением объема, так как привнос элементов преобладает над выносом, что характерно для эйситовой формации, где минеральные преобразования характеризуются положительным объемным эффектом, приводя к закупорке трещин и пор. Метасоматитами внешней зоны не связано какое-

либоредкометальноеоруденение. Однако проведенные полевые наблюдения свидетельствуют об увеличении значения естественной радиоактивности с 11 до 45 мкР/ч.

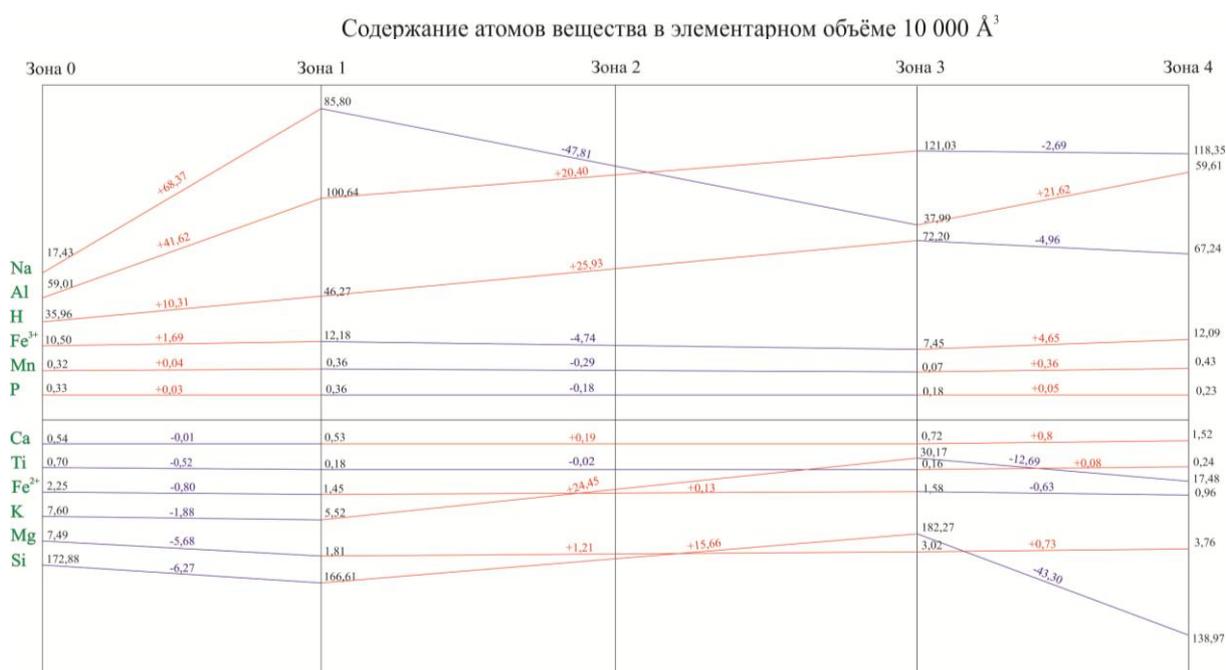


Рисунок 1 – График привноса-выноса вещества

Промежуточная зона метасоматической колонки отличается широким распространением гидрослюдизации со значительным привносом атомов К (24,45), Al (20,40), Si (15,66) и небольшим привносом Mg и Ca (1,21 и 0,19 соответственно). При этом отмечается значительный вынос Na в количестве 47,81 атомов в элементарном объеме, что отвечает 55,72 %. Это может свидетельствовать о существенно щелочных условиях формирования этой зоны метасоматической колонки. Также выносятся Fe<sup>3+</sup>, Mn и P (рисунок 2). Этот процесс сопровождается формированием бедной урановой минерализации, о чем свидетельствует повышение естественной радиоактивности этих пород до 45–77 мкР/ч.

Внутренняя зона метасоматической колонки характеризуется наиболее интенсивным развитием процессов альбитизации и карбонатизации со значительным выносом атомов Si (43,30), K (12,69), Al (2,69) и некоторых других элементов. При этом снова наблюдается привнос атомов Na (21,62), Fe<sup>3+</sup> (4,65) и Mg (0,73), также отмечается привнос атомов Mn, P, Ca, Ti (рисунок 2). Вынос кремнезема и привнос трехвалентного железа свидетельствует о формировании метасоматитов в щелочных условиях окислительной обстановки среды. Метасоматоз проходит с уменьшением объема, что тоже благоприятно для рудоотложения, так как увеличивается пористость породы, и метасоматиты этой зоны характеризуются самыми высокими значениями естественной радиоактивности до 210 мкР/ч и промышленными содержаниями редкометальных и редкоземельных элементов.

Особенностью эйситизации является четко выраженная тенденция к образованию существенно альбитовых пород с примесью кварца, карбоната, хлорита, также характерно образование пылевидных гематитовых частиц, значительные содержания P[2]. По минеральному и химическому составу, а также по генезису метасоматиты проявления Большая Турупья, по видимому, принадлежат эйситовой формации, перспективной на оруденение редкоземельно-редкометальной рудной формации. С ними связаны повышенные концентрации Ta, Nb, Zr, редкоземельных элементов, Pb, Zn, U и Th.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Душин В. А. Магматизм и редкометальноеоруденение Уральского Севера: сб. «Новые идеи в науках о Земле». Т. 5. М., 2007. С. 73–79.
2. Омеляненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.

## ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ НА ГУСЕВОГОРСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

БУЗМАКОВА Ю. В.

Уральский государственный горный университет

Качканарский горно-обогатительный комбинат разрабатывает Гусевогорское месторождение титаномагнетитовых малотитанистых ванадийсодержащих руд, которое является составной частью одноименного пироксенитового массива [1]. Последний сложен пироксенитами, перидотитами, горнблендитами, габбро и жильными породами – плагиоклазитами, пироксен-аплитами, габбро-пегматитами [2]. Титаномагнетитовое оруденение представлено, в основном, вкрапленностью титаномагнетита и ильменита в безоливиновых рудных (диаллаговых), амфиболизированных (роговообманковых) и фельдшпатизированных (плагиоклазовых) пироксенитах, верлитах.

Вследствие низкого содержания титаномагнетита в исходной руде производится её обогащение и выделение титаномагнетитового концентрата в две стадии. Сухая магнитная сепарация (СМС) предназначена для выделения части пустой породы после дробления. Из хвостов СМС, путем отсева в корпуса сортировки щебня, производят товарный продукт – щебень трёх фракций. Измельчение руды и мокрая магнитная сепарация (ММС) проводятся после СМС, на этой стадии выделяется титаномагнетитовый концентрат.

Технологическое опробование месторождений включает совокупность операций, предназначенных для проведения технологических исследований с целью нахождения наиболее рационального способа переработки [3]. Одной из проблем комбината в современных условиях является регулирование выхода хвостов СМС и качество производимого из них щебня. Анализ влияния минерального состава на процесс обогащения позволяет сделать некоторые выводы.

Повышение доли тонких частиц (отмучивание) в щебне прямо зависит от доли серпентина (рисунок 1).

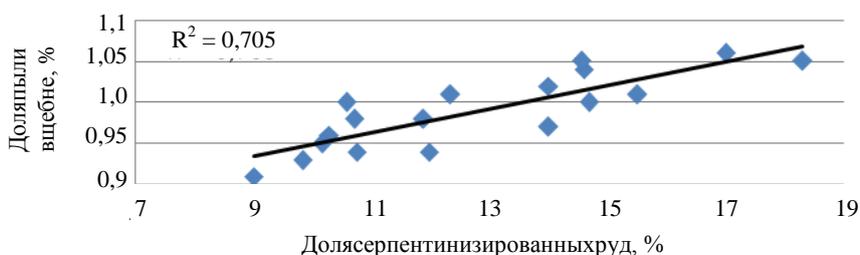


Рисунок 1 – Зависимость отмучивания от доли серпентинизированных руд в общем объёме поставки исходной руды

Зависимость прямая и высокая. Причиной этого является высокая хрупкость серпентина и его переизмельчение при дроблении. Для решения данного вопроса необходимо ограничивать долю серпентинизированных руд в отгружаемой руде величиной примерно 17%. В то же время доля жильных минералов в исходной руде оказывает влияние на выход хвостов СМС. Данная зависимость показана на рисунке 2. Её причиной является то, что жильные минералы образовались по трещинам в рудном массиве и не содержат титаномагнетит. Это необходимо для регулирования выхода хвостов СМС [4]. Для извлечения пустой породы в магнитном сепараторе задаётся определенный наклон делителя. В зависимости от её содержания в потоке руды меняется положение делителя. Основная задача состоит в том, чтобы оперативно менять параметры сепаратора в зависимости от количества безрудного компонента в раздробленной горной массе. Из-за отсутствия информации на СМС происходит разубоживание или потери

железной руды, растут потери хвостов для производства товарного щебня и увеличивается расход электроэнергии на измельчение пустой породы и складирование хвостов ММС.

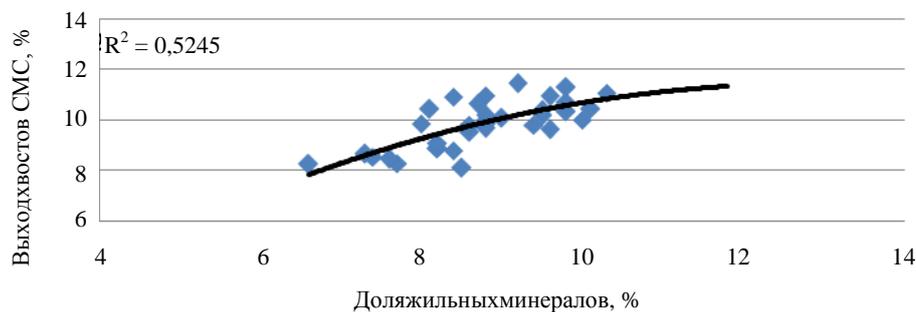


Рисунок 2 – Зависимость выхода хвостов СМС от жильности исходной руды

Для того чтобы можно было управлять качеством СМС и регулировать выход хвостов, необходимо знать долю жильных минералов в исходной руде. Это можно сделать путем анализа проб шлама буровзрывных скважин [5]. Отбирая пробы шлама по определённой сетке, можно построить карты распределения жильных минералов. Отрабатывая определённый блок и зная количество жильных минералов в горной массе, можно сократить потери и разубоживание железной руды на стадии сухой магнитной сепарации за счёт оперативного изменения технических параметров магнитного сепаратора.

Таким образом, минералогическое картирование руд, добываемых Качканарским ГОКом, позволит выделить зоны повышенного количества серпентинита и жильных минералов, а также составить технологические карты для определения качества щебня, производимого из хвостов сухой магнитной сепарации руд.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Урал.ун-та, 1997. 488 с.
2. Петрология и рудогенезис Качканарского массива / В. Г. Фоминых [и др.]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 84 с.
3. Технологическое опробование и картирование месторождений / Г. А. Коц [и др.]. М.:Недра, 1980. 288 с.
4. Лузянин П. В., Бузмаков В. Н. Выделение плагиоклазовых жил при проведении геофизических работ: сб. докл. X Урал. горнопромышл. декады. 2012. С. 183–184.
5. Козин В. З. Опробование минерального сырья. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. 316 с.

## РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КИСЛЫХ ВУЛКАНИТАХ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

КУРЧАВОВ В.В., ДУШИН В. А.

Уральский государственный горный университет

Отмечено, что геохимические особенности пород определяются их генезисом. Одними из таких элементов-индикаторов выступает группа редких земель. Автором по материалам ГДП-200 были проведены некоторые исследования, касающиеся их поведения в кислых вулканитах Приполярного Урала, входящих в состав саблегорских и лаптопайских субвулканических образований. Исследование геохимии этих подразделений имеет практический интерес в связи с установленными с ними проявлениями и пунктами минерализации урана, полиметаллов, баритового сырья и золота [1].

По имеющимся выборкам неизмененных метасоматозом пород были рассчитаны коэффициенты корреляции между порообразующими оксидами, микроэлементами и некоторыми геохимическими показателями. Важными характеристиками поведения редкоземельных элементов являются европиевый минимум ( $Eu^*/Eu$ ), указывающий на фракционирование полевых шпатов в расплаве, и отношение  $La/Yb$  – показатель дифференцированности состава РЗЭ [2]. Анализируя первую корреляционную матрицу (рисунок 1), необходимо отметить, что глубина европиевого минимума обратно пропорциональна содержаниям  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Fe_2O_3$  и возрастает с увеличением кислотности и калиевости, суммы РЗЭ и отношения  $Rb/Sr$ , которое обычно выступает индикатором глубины формирования расплава. При этом в риолитах и дацитах наблюдается тенденция к выполаживанию графиков редких земель при уменьшении их общей суммы ( $r_{(La/Yb-TR)} = 0,5$ ). Кроме того, отсутствует корреляция между оксидами и остальными лантаноидами (кроме  $Eu$ ).

Variable	SiO2	TiO	Al2O3	Fe2O3	FeO	P2O5	MnO	CaO	MgO	Na2O	K2O	K/Na	Rb/Sr	TR	Eu/Eu*	La/Yb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SiO2	1.00	-0.71	-0.89	-0.80	-0.07	-0.71	-0.65	-0.29	-0.45	-0.31	-0.06	0.08	0.14	-0.33	-0.24	-0.20	-0.23	-0.26	-0.28	-0.30	-0.36	-0.57	-0.36	-0.34	-0.31	-0.28	-0.30	-0.29	-0.26	-0.26
TiO	-0.71	1.00	0.67	0.64	-0.10	0.69	0.67	0.41	0.41	0.40	-0.30	-0.40	-0.42	0.21	0.50	0.36	0.18	0.19	0.23	0.23	0.23	0.80	0.15	0.12	0.07	0.01	0.03	0.02	0.02	-0.02
Al2O3	-0.89	0.67	1.00	0.59	0.28	0.67	0.57	0.22	0.44	0.37	-0.12	-0.23	-0.35	0.40	0.18	0.21	0.28	0.34	0.35	0.39	0.44	0.59	0.45	0.43	0.41	0.35	0.38	0.37	0.33	0.29
Fe2O3	-0.80	0.64	0.59	1.00	-0.20	0.63	0.52	0.19	0.36	0.24	-0.01	-0.11	-0.14	0.10	0.44	0.13	0.04	0.04	0.11	0.11	0.10	0.56	0.10	0.06	0.02	-0.00	0.01	-0.02	-0.06	-0.03
FeO	-0.07	-0.10	0.28	-0.20	1.00	0.14	-0.07	-0.29	-0.12	0.23	-0.19	-0.17	-0.10	0.01	-0.19	-0.22	-0.11	-0.02	-0.04	0.03	0.16	-0.06	0.23	0.24	0.25	0.22	0.26	0.25	0.20	0.13
P2O5	-0.71	0.69	0.67	0.63	0.14	1.00	0.49	0.22	0.37	0.32	-0.11	-0.26	-0.26	-0.05	0.52	0.03	-0.16	-0.08	-0.07	-0.03	0.04	0.45	0.01	-0.02	-0.04	-0.07	-0.07	-0.09	-0.11	-0.13
MnO	-0.65	0.67	0.57	0.52	-0.07	0.49	1.00	0.49	0.32	0.21	-0.08	-0.14	-0.28	0.19	0.16	0.07	0.10	0.10	0.16	0.17	0.26	0.53	0.24	0.27	0.26	0.20	0.23	0.22	0.24	0.24
CaO	-0.29	0.41	0.22	0.19	-0.29	0.22	0.49	1.00	0.61	-0.14	-0.23	-0.06	-0.36	-0.04	0.28	0.03	-0.04	-0.02	-0.07	-0.07	0.00	0.34	-0.00	0.00	0.01	0.02	-0.02	-0.03	0.01	0.06
MgO	-0.45	0.41	0.44	0.36	-0.12	0.37	0.32	0.61	1.00	-0.14	-0.23	-0.14	-0.30	0.03	0.31	0.12	-0.02	0.02	-0.06	-0.07	-0.05	0.24	-0.04	-0.12	-0.17	-0.16	-0.16	-0.15	-0.16	-0.09
Na2O	-0.31	0.40	0.37	0.24	0.23	0.32	0.21	-0.14	-0.14	1.00	-0.51	-0.79	-0.43	0.23	0.29	0.11	0.18	0.21	0.29	0.33	0.36	0.52	0.30	0.28	0.24	0.17	0.21	0.19	0.16	0.11
K2O	-0.06	-0.30	-0.12	-0.01	-0.19	-0.11	-0.08	-0.23	-0.23	-0.51	1.00	0.87	0.77	0.21	-0.54	0.11	0.23	0.17	0.17	0.15	0.12	-0.45	0.11	0.16	0.21	0.24	0.23	0.25	0.25	0.29
K/Na	0.08	-0.40	-0.23	-0.11	-0.17	-0.26	-0.14	-0.06	-0.14	-0.79	0.87	1.00	0.67	0.01	-0.48	-0.13	0.03	-0.01	-0.06	-0.08	-0.08	-0.51	-0.06	0.02	0.09	0.14	0.11	0.14	0.16	0.21
Rb/Sr	0.14	-0.42	-0.35	-0.14	-0.10	-0.26	-0.28	-0.36	-0.30	-0.43	0.77	0.67	1.00	-0.08	-0.46	-0.08	-0.04	-0.11	-0.10	-0.13	-0.12	-0.58	-0.06	-0.03	-0.00	0.04	0.04	0.07	0.10	0.12
TR	-0.33	0.21	0.40	0.10	0.01	-0.05	0.19	-0.04	-0.03	0.23	0.21	0.01	-0.08	1.00	-0.47	0.44	0.96	0.98	0.98	0.98	0.95	0.35	0.91	0.87	0.82	0.82	0.82	0.81	0.78	0.75
Eu/Eu*	-0.24	0.50	0.18	0.44	-0.19	0.52	0.16	0.28	0.31	0.29	-0.54	-0.48	-0.46	-0.47	1.00	-0.09	-0.46	-0.43	-0.43	-0.42	-0.46	0.51	-0.51	-0.54	-0.56	-0.58	-0.58	-0.58	-0.56	-0.53
La/Yb	-0.20	0.36	0.21	0.13	-0.22	0.03	0.07	0.03	0.12	0.11	-0.13	-0.08	0.44	-0.09	1.00	0.58	0.51	0.51	0.45	0.27	0.25	0.18	0.07	0.00	-0.04	-0.04	-0.05	-0.08	-0.13	
La	-0.23	0.18	0.28	0.04	-0.11	-0.16	0.10	-0.04	-0.02	0.18	0.23	0.03	-0.04	0.96	-0.46	0.58	1.00	0.97	0.97	0.94	0.86	0.31	0.82	0.76	0.70	0.70	0.69	0.67	0.63	
Ce	-0.26	0.19	0.34	0.04	-0.02	-0.08	0.10	-0.02	0.02	0.21	0.17	-0.01	-0.11	0.98	-0.43	0.51	0.97	1.00	0.97	0.96	0.90	0.33	0.83	0.78	0.73	0.74	0.73	0.70	0.66	
Pr	-0.28	0.23	0.35	0.11	-0.04	-0.07	0.16	-0.07	-0.06	0.29	0.17	-0.06	-0.10	0.98	-0.43	0.51	0.97	0.97	1.00	0.99	0.93	0.38	0.87	0.82	0.77	0.76	0.76	0.73	0.69	
Nd	-0.30	0.23	0.39	0.11	0.03	-0.03	0.17	-0.07	-0.07	0.33	0.15	-0.08	-0.13	0.98	-0.42	0.45	0.94	0.96	0.99	1.00	0.95	0.39	0.89	0.85	0.81	0.79	0.79	0.79	0.76	0.72
Sm	-0.36	0.23	0.44	0.10	0.16	0.04	0.26	0.00	-0.05	0.36	0.12	-0.08	-0.12	0.95	-0.46	0.27	0.86	0.90	0.93	0.95	1.00	0.38	0.96	0.95	0.91	0.90	0.90	0.89	0.86	0.82
Eu	-0.57	0.80	0.59	0.56	-0.06	0.45	0.53	0.34	0.24	0.52	-0.45	-0.51	-0.58	0.35	0.51	0.25	0.31	0.33	0.38	0.39	0.38	1.00	0.32	0.30	0.26	0.21	0.23	0.21	0.22	0.19
Gd	-0.36	0.15	0.45	0.10	0.23	0.01	0.24	-0.00	-0.04	0.30	0.11	-0.06	-0.06	0.91	-0.51	0.18	0.82	0.83	0.87	0.89	0.96	0.32	1.00	0.98	0.94	0.94	0.93	0.91	0.88	0.84
Tb	-0.34	0.12	0.43	0.06	0.24	-0.02	0.27	0.00	-0.12	0.28	0.16	0.02	-0.03	0.87	-0.54	0.07	0.76	0.78	0.82	0.85	0.95	0.30	0.98	1.00	0.99	0.98	0.98	0.97	0.94	0.90
Dy	-0.31	0.07	0.41	0.02	0.25	-0.04	0.26	0.01	-0.17	0.24	0.21	0.09	-0.00	0.82	-0.56	0.00	0.70	0.73	0.77	0.81	0.91	0.26	0.94	0.99	1.00	0.99	0.99	0.98	0.96	0.93
Ho	-0.28	0.01	0.35	-0.00	0.22	-0.07	0.20	0.02	-0.16	0.17	0.24	0.14	0.04	0.82	-0.58	-0.04	0.70	0.74	0.76	0.79	0.90	0.21	0.94	0.98	0.99	1.00	0.99	0.99	0.97	0.94
Er	-0.30	0.03	0.38	0.01	0.26	-0.07	0.23	-0.02	-0.16	0.21	0.23	0.11	0.04	0.82	-0.58	-0.04	0.70	0.73	0.76	0.79	0.90	0.23	0.93	0.98	0.99	0.99	1.00	1.00	0.97	0.95
Tm	-0.29	0.02	0.37	-0.02	0.25	-0.09	0.22	-0.03	-0.15	0.19	0.25	0.14	0.07	0.81	-0.58	-0.05	0.69	0.73	0.76	0.79	0.89	0.21	0.91	0.97	0.98	0.99	1.00	1.00	0.99	0.96
Yb	-0.26	0.02	0.33	-0.06	0.20	-0.11	0.24	0.01	-0.16	0.16	0.25	0.16	0.10	0.78	-0.56	-0.08	0.67	0.70	0.73	0.76	0.86	0.22	0.88	0.94	0.96	0.97	0.97	0.99	1.00	0.98
Lu	-0.26	-0.02	0.29	-0.03	0.13	-0.13	0.24	0.06	-0.09	0.11	0.29	0.21	0.12	0.75	-0.53	-0.13	0.63	0.66	0.69	0.72	0.82	0.19	0.84	0.90	0.93	0.94	0.95	0.96	0.98	1.00

Рисунок 1 – Корреляционная матрица зависимостей содержаний петрогенных оксидов и некоторых геохимических показателей в кислых вулканитах ( $N = 25$ )

По результатам второй матрицы видно, что величина европиевого минимума обратно зависит от содержаний таких элементов, как  $Sc$ ,  $Ti$ ,  $V$ ,  $Co$ ,  $Sr$  и наоборот, дефицит европия отмечается в породах, обогащенных  $Rb$ ,  $Rb$ высокозарядными и радиоактивными элементами. Дифференцированность трендов (отношение  $La/Yb$ ) связана, судя по полученным данным, с первыми четырьмя легкими лантаноидами ( $La$ ,  $Ce$ ,  $Pr$ ,  $Nd$ )( $r = 0,5-0,6$ ), находясь в прямой

корреляционной зависимости. С другой стороны, хорошо заметна сильная связь между всеми лантаноидами, кроме европия, но наиболее тесная, близкая к функциональной, между легкими ( $r = 0,98-0,9$ ), что может объясняться их совместным вхождением в одни и те же минералы. То есть можно предположить, что содержания тяжелых редкоземельных элементов повышаются в породах менее интенсивно, что часто и наблюдается [3]. На рисунке 2 представлены результаты расчета основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, дисперсия, асимметрия, эксцесс) по выборкам кислых риолитов и дацитов. Видно, что крайне неравномерно распределены содержания легких лантаноидов, где стандартное отклонение колеблется в пределах 12–84, что опять же говорит о большом разбросе их содержаний при относительно постоянном для тяжелых РЗЭ.

Descriptive Statistics (риолиты неизм без УК элементы показатели.smx)								
Variable	Valid N	Mean	Minimum	Maximum	Variance	Std.Dev.	Skewness	Kurtosis
La	37	40,42668	2,726501	398,6359	4466,217	66,82976	4,630572	24,09542
Ce	37	77,09744	5,596413	453,1940	7190,997	84,79974	2,964319	10,68001
Pr	37	9,42258	0,799641	73,4341	159,636	12,63471	3,986193	18,81375
Nd	37	34,42470	2,869493	245,9922	1881,121	43,37189	3,657241	16,01490
Sm	37	6,59041	0,764667	29,5061	37,655	6,13637	2,259926	5,74694
Eu	37	0,73254	0,048650	2,5043	0,424	0,65146	1,515277	1,66813
Gd	37	5,79375	0,770743	22,2468	22,024	4,69301	1,779152	3,51004
Tb	37	0,96161	0,111132	3,6755	0,538	0,73377	1,691541	3,89719
Dy	37	6,32226	0,696573	21,6958	20,703	4,55005	1,366571	2,20184
Ho	37	1,32105	0,133703	4,4625	0,867	0,93128	1,371289	2,24807
Er	37	3,95838	0,408988	13,0646	7,624	2,76109	1,379768	2,13433
Tm	37	0,60343	0,063154	1,8901	0,168	0,40950	1,318907	1,77648
Yb	37	4,05411	0,461543	12,2535	7,434	2,72645	1,314383	1,64075
Lu	37	0,61281	0,072341	1,7930	0,163	0,40363	1,211964	1,29833

Рисунок 2 – Основные статистические характеристики распределения содержаний лантаноидов в риолитах и дацитах ( $N = 37$ )

Из других закономерностей стоит отметить тесную положительную корреляцию с цирконием, гафнием и цинком, тория с тяжелыми РЗЭ, очень тесную между иттрием и тяжелыми РЗЭ. Скорее всего, это говорит об их концентрации в акцессорных минералах, содержащих перечисленные элементы (циркон, ксенотим, колумбит-танталит, чералит) благодаря их близким ионным радиусам и другим геохимическим свойствам [3].

Предпринята попытка выявить, как зависит поведение лантаноидов от степени кристалличности пород. Для этого был применен метод ранговой корреляции Спирмена,

который рассчитывался по формуле  $r = 1 - \frac{6 \sum d^2}{n(n^2 - 1)}$ , где  $d_{i=1}$  – разность рангов сопряженных

значений,  $n$  – количество пар в выборке. Степень кристалличности определялась по количеству вкрапленников, их относительному размеру, наличию и количеству стекла, специфическим структурам. Рассчитанные значения коэффициента ранговой корреляции для  $Eu^*/Eu$  ( $-0,05$ ) и  $La/Yb(0,4)$  при критическом значении рангового коэффициента  $r_{кр} = 0,5$  позволяют говорить об отсутствии влияния кристалличности и глубинности застывания на поведение РЗЭ, т. е. возможно, что их содержания и распределение определяются исходным составом и происхождением магмы, а не условиями кристаллизации.

Таким образом, стоит отметить, во-первых, различное поведение тяжелых, легких лантаноидов и европия в магматическом процессе, во-вторых, связь содержаний редких земель преимущественно с высоkozарядными элементами.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Отчет по объекту «ГДП-200 листа Р-40-ХП (Маньхамбовская площадь)» / В. А. Душин [и др.]. Гл. 4, 8.
2. Костицын Ю. А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–30.
3. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

## **ОРУДЕНЕНИЕ ЛЕБЕДИНСКОГО ТИПА НА ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПОДГОЛЕЧНОЕ (ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)**

ЛЕОНТЬЕВ В. И.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»

Месторождение Подголецное принадлежит Джекондинскому рудному узлу Центрально-Алданского рудного района. Оно расположено на юго-восточном склоне г. Шаман и приурочено к шаманской структуре центрального типа. В геологическом строении месторождения принимают участие образования двух структурных ярусов. Нижний ярус – кристаллический фундамент – представлен архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами, слагающими разномасштабные реликты в поле протерозойских гранитоидов. Верхний ярус – осадочный чехол – сложен доломитами вендского возраста, со стратиграфическим несогласием залегающими на породах фундамента. Описанные выше комплексы прорваны мезозойскими интрузивными образованиями, представленными дайками и силламисиенит-порфирами и минетт. Наиболее крупным является штокообразное тело гольца Шаман, сложенное щелочноземельными сиенитами лебединского комплекса.

По минеральному составу и особенностям локализации в пределах золоторудного месторождения Подголецное выделяется два типа оруденения: первый представлен залежами и жилами пирит-флюорит-адуляровых метасоматитов в породах кристаллического фундамента, второй – залежами и жилами пирит (лимонит)-карбонат-тальковых метасоматитов в породах платформенного чехла и генетически связанными с ними сульфидными жилами и оруденелыми дайками. Данная работа посвящена геолого-минералогической характеристике второго типа оруденения с целью обоснования его принадлежности к широко известному в данном районе лебединскому типу оруденения.

Рудные тела, представленные пирит (лимонит)-карбонат-тальковыми золотоносными метасоматитами, локализованы в доломитах усть-юдомской свиты венда на их контакте с породами фундамента. Руды интенсивно окислены и представляют собой дресвяно-глинистый материал рыжего, темно-коричневого цвета с редкими обломками неокисленных метасоматитов. Количество сульфидов в первичных рудах достигало 50%. Минеральный состав рудоносных метасоматитов данного типа изучался рентгенофазовым анализом и представлен гётитом, тальком, карбонатом (анкерит, доломит), в меньшей степени кварцем, смектитом, хлоритом и серпентином. Незначительная примесь обломочного материала песчаной размерности (0,1–0,5 мм), изученная в шлиховых пробах, представлена кварцем, полевым шпатом, флюоритом, эпидотом, гётитом, гидрогётитом, магнетитом. Из руд данного типа была выделена и изучена самородное золото в количестве 601 знака. Золото по большей части тонкое, средний размер 0,08 мм. Распределение по классам крупности следующее: 0–0,05 мм – 19,4%, 0,05–0,1 мм – 67,9%, 0,1–0,25 мм – 12,4%, 0,25–1 мм – 0,3%. В основном объёме описанное золото (59%) представлено сростками ксеноморфных мелких частиц с неровной мелкоячеистой поверхностью и ответвлениями, между которыми заключены зёрна и обломки сульфидов (гидрооксидов) железа. Отмечаются прожилково-плёночные выделения, связанные с выполнением трещинных полостей (13%). Дендриты (11%), как правило, представлены плоскими одноствольными формами с хорошо выраженным центральным стволом и немногочисленными боковыми ветвями. Встречены также кристаллы золота (7%) с неотчётливо проявленными кристаллическими формами. Прочие выделения (10%) представлены каркасными и друзовидными сростками, брусковидными и проволковидными выделениями. Пробность золота варьирует в пределах 964–987 ‰ (по 29 определениям).

Рудные тела расположены в карбонатной толще на её контакте с кристаллическим фундаментом и залегают согласно с напластованием осадочных пород, иногда сохраняя реликты слоистой текстуры доломитов. Существенную роль в локализации рудных тел сыграло

сочетание горизонтальных зон трещиноватости, широко развитых в карбонатных породах, и крутопадающих разрывных нарушений, выполненных мезозойскими дайками сиенит-порфириров и минетт. Сами дайки, чаще всего, также подвержены гидротермальным изменениям, но золотоносны только в зоне пересечения ими контакта карбонатных пород чехла с алюмосиликатными породами фундамента. Оруденение по дайкам прослеживается на 10–15 м выше и около 5 м ниже межформационного контакта. Чаще всего вмещающие карбонатные породы около даек не затронуты контактными изменениями, но встречаются дайки, в лежачем контакте которых развиты маломощные зоны пирит (лимонит)-карбонат-талковых метасоматитов. Почти всегда места пересечения рудных тел и даек сопровождаются «затёками» руды по восстанию дайки. В целом рудное тело пирит (лимонит)-карбонат-талковых метасоматитов залегает горизонтально, мощность колеблется от 0,5 до 12 м.

К наиболее позднему рудному образованию относится пологая сульфидная жила кварц-пирит-халькопиритового состава, выявленная в процессе разработки месторождения. Кварц-пиритовые руды имеют массивную текстуру и на 95% сложены пиритом. Он образует разномасштабные агрегаты кубических кристаллов и интенсивно катаклазирован. В кварц-пирит-халькопиритовых разностях халькопирит составляет 90% и замещает пирит, представленный небольшими реликтовыми скоплениями разномасштабных интенсивно-катаклазированных агрегатов. В шлихе из окисленной части жилы были выделены малахит, кварц, азурит, пирит, халькопирит, арсенопирит, гидрогётит, магнетит. Из пробы было выделено 34 золотины. Золото может быть охарактеризовано как весьма мелкое, до тонкого, средний размер 0,13 мм (0,05–0,1 мм – 11,76%, 0,1–0,25 мм – 88,24%). Основная часть золотинок (79%) представлена мелкоячеистыми выделениями с включениями зёрен и обломков кварца и сульфидов (гидрооксидов) железа. Отмечено небольшое количество каркасных сростков (9%) и проволочных выделений (12%). Пробность золота ниже, чем у основной залежи, и изменяется в пределах 776–865 ‰ (по 34 определениям). Жила наложена на пирит (лимонит)-карбонат-талковые метасоматиты и породы кристаллического фундамента. Она отличается небольшой протяженностью по простиранию и падению и повышенными по отношению к основной залежи содержаниями золота.

Приведённая в работе характеристика геолого-структурных параметров и особенностей минерального состава оруденения позволила провести сравнительный анализ данного типа с уже известными и хорошо изученными геолого-промышленными типами золотого оруденения района [1, 2, 3]. По положению в стратиграфическом разрезе, сочетанию рудоконтролирующих факторов, характеру залегания и особенностям минерального состава рудных тел, типоморфизму и составу золота рассмотренное оруденение можно отнести к широко известному в районе лебединскому геолого-промышленному типу.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Золоторудные месторождения Центрального Алдана / В. Г. Ветлужских [и др.] // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467–499.
2. Дворник Г. П. Типоморфизм золота из кварц-сульфидных руд золото-джаспероидного месторождения // Геология, поиски и разведка рудных месторождений: межвуз. науч.-тем. сб. Свердловск: СГИ, 1989. С. 57–60.
3. Угрюмов А. Н., Дворник Г. П. Метасоматические формации и золотая минерализация в рудном районе мезозойской тектономагматической активизации (Алданский Щит) // Известия УГГГА. Сер.: Геология и геофизика. Вып. 10. Екатеринбург, 2000. С. 119–128.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУДНОГО ТЕЛА № 23 ГАЙСКОГО МЕДНО-КОЛЧАДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

МИШИН А. А., БУРМАКО П. Л.

Уральский государственный горный университет

Гайское медноколчеданное месторождение расположено на Южном Урале (восток Оренбургской области) в 30 км к северо-западу от Орска. Месторождение открыто в 1959 году, отрабатывается с 1960 года карьером, в 1991 году предприятие переведено на подземную добычу. Рудное тело № 23 находится к западу от главного рудного тела. Оно залегает в интервале от 440 до 1010 м, его мощность значительно изменяется, в среднем составляя 22 м. Длина по простиранию не превышает 330 м. На участке развита осадочно-вулканогенная толща контрастной андезит-дацит-риолитовой формации ниже-среднедевонского возраста. Рудовмещающие породы представлены лавами, лавобрекчиями и пирокластами кислого состава, туффитами и кремнистыми сланцами. Они перекрыты отложениями базальт-андезибазальтовой формации среднего девона. Широко распространены разновозрастные субвулканические тела кислого и основного состава, эксплозивные брекчии, а также послерудные дайки и силлы среднедевонских габбро-долеритов.

Месторождение относится к уральскому типу, для которого характерны медно-цинковые руды. На Гайском месторождении выделяется три типа руд: халькопиритовые, сфалерит-халькопиритовые и халькопирит-сфалеритовые. Руды тела № 23 относятся к сфалерит-халькопиритовому типу и в среднем содержат (в %): Cu – 1,63; Zn – 1,24; S – 8,50; Au – 0,20. Главные минералы руд: пирит, халькопирит, сфалерит, кроме этого постоянно отмечаются борнит, блеклые руды и кварц, спорадически встречаются галенит и барит, что является типичным для уральского типа вулканогенно-осадочных месторождений. Также следует отметить, что руды и вмещающие породы претерпели региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, в результате которого образуется прожилковая минерализация халькопирит-клеюфан-галенит-баритового состава. Эти прожилково-вкрапленные руды проникают в окружающие и перекрывающие породы с формированием рудно-прожилкового штокверка.

По результатам минераграфического изучения рудного тела № 23 установлено, что пирит представлен выделениями, по крайней мере, двух генераций. На ранней стадии формирования месторождения происходит образование гидротермально-осадочного пирита (пирит I генерации). Эти выделения обладают неправильной формой сечения и являются реликтами колломорфной микротекстуры. Размер таких выделений колеблется от 0,04 до 0,7 мм. В сравнении со всеми остальными сульфидами пирит обладает самым высоким относительным рельефом.

Также в аншлифах отмечен пирит II генерации с сечениями правильной формы, они имеют ровные грани, часто образуют агрегаты значительных размеров и являются, по всей видимости, результатом более позднего гидротермального изменения руд. Пирит I генерации, имеющий колломорфную текстуру, повсеместно содержит включения сфалерита и халькопирита, часто формирующие сростания между собой. Такие сростки, по всей видимости, образовались на более поздних стадиях формирования месторождения. Размеры подобных включений изменяются от 0,01 до 0,1 мм. В полировках халькопирит представлен в виде включений в пирите и сростаний со сфалеритом (халькопирит I генерации). Также халькопирит заполняет пространство между зернами нерудных минералов и выполняет разноориентированные трещины в пирите мощностью до 1 мм (халькопирит II генерации).

Сфалерит в полировке представлен как в виде включений в пирите, так и в виде сростаний с халькопиритом, развивающихся по трещинам в пирите и между зерен нерудных минералов. Включения сфалерита хорошо диагностируются по характерному серому цвету. Отдельные зерна имеют неправильные очертания и обладают раковистыми неровными границами. Включения сфалерита в пирите характеризуются округлыми очертаниями и имеют

размеры от 0,01 до 0,05 мм. Также нередки аналогичные включения и в халькопирите (характерно для полировки № 3). В редких сечениях наблюдаются слабые внутренние рефлексы желтого цвета.

Для сфалерита также отмечаются 2 генерации. К первой относятся каплевидные срастания халькопирита и сфалерита, границы между которыми плавные, дугообразные, что свидетельствует о близодновременном формировании этих минералов. Каплевидная же форма говорит о более позднем образовании сфалерита по отношению к минералу-хозяину, которым практически повсеместно является колломорфный пирит.

В результате минераграфического изучения рудного тела № 23 установлена стадийность рудообразования. На раннем этапе в результате осадочного процесса формируется пирит, обладающий колломорфной микротекстурой, затем практически одновременно формируются микровключения в пирите I генерации выделений сфалерита и халькопирита I генерации, которые отличаются округлой формой сегрегаций. Затем на гидротермально-метасоматическом этапе происходит формирование зерен халькопирита второй генерации, которые выполняют межзерновое пространство и трещины в зернах пирита. Вторая генерация является более поздней по отношению к первой, т. к. халькопирит обладает более ксеноморфной формой выделений. Далее по ксеноформному халькопириту II генерации развивается сфалерит II генерации, также характеризующийся меньшими размерами выделений и наиболее ксеноморфными очертаниями.

И наконец, на заключительной стадии рудообразования в результате гидротермального изменения первичных руд появляется идиоморфный кристаллический пирит. О наиболее позднем формировании такого пирита свидетельствует хорошо огранённая кубическая форма выделений и отсутствие в нём включений других рудных минералов.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ МАССИВА МАНЬХАМБО

УТЮШЕВА Е. В., ДУШИН В. А.

Уральский государственный горный университет

Металлогеническую специализацию Маньхамбовского блока в основном определяют радиоактивные и редкоземельные металлы, многочисленные проявления которых выявлены в разные годы в обрамлении одноименного гранитного массива (Неизвестное, Турман, Ман-9, Укью и др.). Они контролируются не только рифейским несогласием, но и активизированной Кулемшорско-Маньхамбовской шовной зоной [1], накладывающейся на маньхобеинскую (RF<sub>1mh</sub>), хобеинскую (RF<sub>2,3hb</sub>) свиты гранитоиды маньхамбовского комплекса (γRF<sub>2m</sub>) [1, 2].

Рудопроявление железистых кварцитов МАН-9, локализованное в вышеназванной зоне, стоит особняком в ряду редкометалльных объектов. Руды на проявлении сложены преимущественно магнетитом и приурочены к выходам кристаллических сланцев маньхобеинской свиты. Для руд характерно высокое содержание редких и радиоактивных металлов  $\Sigma(Ln + Y) - 456$  г/т, Cs – 365 г/т, Th – 36 г/т, U – 3,5 г/т, Nb – 31 г/т, а по данным ВИМСа содержание редких земель может достигать 1%.

По результатам анализа ICP-MS были рассчитаны кларки концентрации для рудовмещающих пород.

На рисунке 1 показано распределение кларков концентраций микроэлементов в породах участка, которое отличается повышенным содержанием всех основных микроэлементов, что особенно характерно для наиболее рудоносных метаконгломератов.

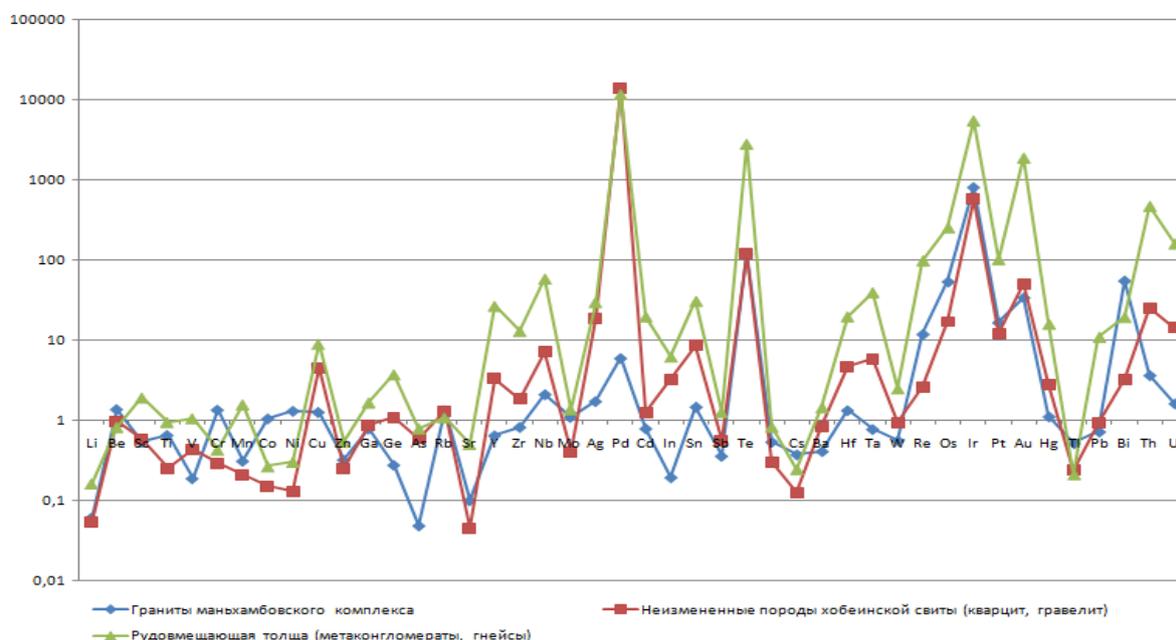


Рисунок 1 – Кларки концентрации микроэлементов в породах

Содержание РЗЭ повышается с увеличением степени метасоматического изменения пород (рисунок 2).

Высокие коэффициент вариации и кларк концентрации, представленные в таблице 1, говорят о высокой тенденции к редкометалльному рудообразованию в метаконгломератах хобеинской свиты.

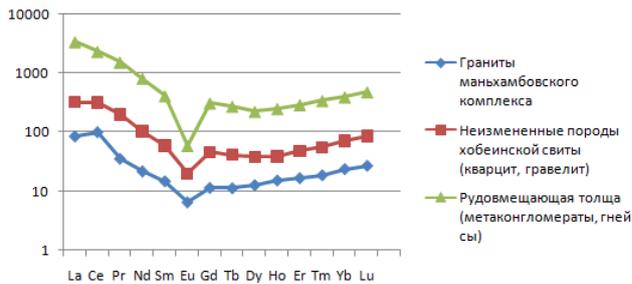


Рисунок 2 – Распределение редкоземельных элементов в породах участка

Высокое содержание РЗЭ в железных рудах характеризуется весьма неравномерным распределением на изучаемом участке, что объясняется высоким скоплением последних на проявлении МАН-9 и подчиненном их количестве в районе структурного несогласия.

По результатам спектрального и силикатного анализов была проведена корреляция для выявления зависимости между интересующими нас элементами.

Таблица 1 – Расчет статистических показателей и кларков концентрации  $\Sigma TR$  в породах участка

Породы	Коэффициент вариации	Кларк концентрации
Граниты маньхамбовского комплекса	55,97865	97,93118
Неизмененные кварциты хобеинской свиты	99,15382	315,3559
Метаконгломераты хобеинской свиты	119,3758	2317,023
Железные руды	189,6556	353,1902

Проявление Укью выделяется тесной корреляционной связью между Y и Ti ( $r=0,79$ ), но коэффициент корреляции между Ce и Ti равен  $-0,13$ , что говорит об отсутствии связи между этими элементами. Следовательно, можно предположить, что минералы титана, а так же железа содержат в своем составе иттрий и элементы редких земель иттриевой группы. Цериевые же минералы образуются самостоятельно, но нельзя исключать влияние магнетита на процесс их образования.

На проявлении Южное корреляционный анализ выполнялся по данным С.С.Щербина для U, Th,  $Ta_2O_5$ ,  $Nb_2O_5$ , Zr,  $TiO_2$ ,  $\Sigma TR$ . По результатам анализа была выявлена сильная зависимость между радиоактивными и редкими элементами, а также слабая, но значимая, зависимость оксида титана и редких земель (рисунок 3). По данным, полученным Северной НИГЭ, также как и на проявлении Укью, генетическая связь с титаном выражена у редких земель иттриевой группы ( $r=0,79$ ).

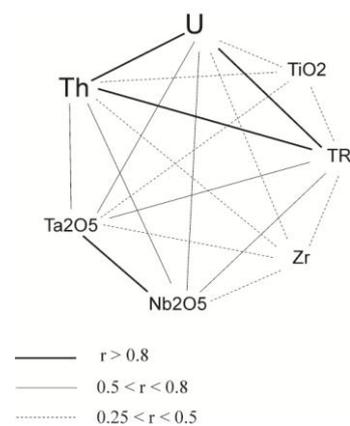


Рисунок 3 – Корреляционная связь элементов на рудопроявлении Южное

Полученные результаты показывают, что редкометаллооруденение проходит повсеместно вдоль восточного обрамления массива Маньхамбо. Наибольший интерес для изучения представляют метаконгломераты, которые слагают нижнюю границу хобеинской свиты в зоне структурного несогласия. Накопление РЗЭ происходило в несколько этапов: 1) внедрение гранитоидного интрузива; 2) интенсивное физическое и химическое выветривание; 3) образование коры выветривания; 4) диагенез и эпигенез осадков, на что указывают минимальное содержание P, Zn, As, Mo и повышенное количество россиеобразующих и устойчивых к процессам гидротермального изменения элементов, таких как Zr, Os, Ir, Pt, Bi, Th, U и некоторых других; 5) метаморфизм материнских пород и образовавшихся рудоносных толщ; 6) активная деятельность гидротермальных растворов, на которую указывают повышенные КК Cu, Sn, Pd и Hg.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Душин В. А. Особенности геотектонической позиции комплексных урановорудных объектов Уральского Севера // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 74–82.
2. Отчет по объекту «Геологическое доизучение площади масштаба 1:200000 в пределах листа Р-

## ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ РЕКИ ЧАЙ-ЮРЬЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

ФЕДОТЕНКО А. А., НИКУЛИНА И. А.

Уральский государственный горный университет

Чай-Юрья – река бассейна Колымы, вмещающая уникальную по богатству россыпь, из которой добыто около 300 т золота. Исследования последних лет дают основания предполагать здесь коренное оруденение черносланцевого типа. По геолого-структурной позиции Чай-Юрьинский рудно-россыпной узел сопоставляется с крупнейшими в России объектами – месторождениями Наталкинское, Павлик и др. и оценивается как весьма перспективный. Однако поиски коренных источников золота до сих пор не увенчались успехом. Очевидно, особую важность для решения этой проблемы имеет правильный выбор участков для постановки поисковых работ, основанный на современных методах прогнозирования полезных ископаемых.

С этой целью выполнена количественная прогнозная оценка Чай-Юрьинской площади на коренное золото с помощью методики, разработанной в нашем университете профессором В. В. Бабенко [1]. Методика базируется на выявлении геолого-статистическими методами связи геологических тел, участвующих в строении территории, с известными рудными объектами. Для характеристики масштаба объектов использована следующая шкала в баллах: месторождения, промышленные россыпи – 100; проявления, шлиховые потоки, линейные зоны околорудных метасоматитов (березиты, пропилиты), кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы в коренном залегании – 10; пункты минерализации, аномальные шлиховые пробы, развалы кварцевых жил – 1. Информация о геологических телах снималась с геологической карты масштаба 1:50000, составленной по материалам И. В. Малевич в 2006 г.

Чай-Юрьинская площадь относится к Яно-Колымской складчатой системе и расположена на стыке двух региональных структур. Юго-западная ее половина, представленная вулканогенно-терригенными верхнепермскими и терригенными триасовыми отложениями, входит в Аян-Юряхский антиклинорий, а северо-восточная, сложенная юрскими терригенно-вулканогенными породами – в Инъяли-Дебинский синклинорий. Граница этих структур проходит вдоль глубинного Чай-Юрьинского разлома, к которому приурочена долина р. Чай-Юрья. Магматические образования площади включают 4 комплекса: два позднеюрских нормального ряда и два поздне меловых субщелочных [2].

В прогнозной оценке рассматривались вмещающие породы, магматические тела, геологические контакты и тектонические нарушения. Для вмещающих пород учитывались возраст, состав и структура; для магматических тел – возраст, состав, строение, форма, размеры, ориентировка; для контактов – генезис, простирание, сочетание пород; для разломов – направление, форма, кинематика и взаимоотношения друг с другом. Кроме того, в прогнозе были использованы геофизические данные: аномалии калий-урановой доминанты, которые интерпретируются как зоны кремнещелочного метасоматоза, и отрицательные аномалии электрического сопротивления, фиксирующие зоны сульфидизации.

Исследуемая площадь была разбита по сети 2 × 2 см на элементарные квадраты (ЭК) площадью 1 км<sup>2</sup>. Для ЭК с известной минерализацией был составлен специальный кадастр, в который заносились перечисленные выше сведения о геологических телах и их характеристиках. Затем с помощью простой компьютерной программы были выполнены расчеты, выделены ведущие рудоконтролирующие факторы (РФ) и определены их оценки по десятибалльной шкале.

Результаты показали, что главную роль в контроле золотого оруденения площади играют вещественные факторы, что типично для оруденения черносланцевого типа [3]. Так, подавляющая часть рудных объектов площади сосредоточена в пределах двух стратиграфических единиц – кадыкчанской свиты нижней юры и старательской свиты верхней

перми. Отметим, что все осадочные породы площади литологически сходны друг с другом, отличаясь типом переслаивания песчаников, алевролитов и сланцев, мощностями отдельных прослоев, текстурой или наличием примесей. В то же время в составе кадыкчанской и старательской свит при существенном преобладании алевролитов в значительном количестве присутствует туфогенный материал. Это обстоятельство позволяет предположить связь золоторудной минерализации с вулканизмом. Кроме того, для юрских толщ отличительными особенностями считаются также кремнистость и карбонатность, характерные также для процесса березитизации. В число рудоконтролирующих факторов вошли аномалии калий-урановой доминанты, фиксирующие кремнещелочные метасоматиты, и аномалии электрического сопротивления, соответствующие зонам сульфидизации и окварцевания. Из магматических тел выделились малые интрузии третьей фазы позднеюрского басагуньинского комплекса, представленные штоками и дайками кварцевых диоритов, участвовавшие, по-видимому, в рудно-метасоматическом процессе. Тектонические нарушения, очевидно, участвуют в размещении оруденения косвенным образом, образуя тектонические блоки и являясь путями движения растворов, вызывающих перераспределение, переотложение и концентрацию рудного вещества.

Заключительной фазой прогнозирования является анализ размещения благоприятных геологических позиций в пространстве исследуемой площади. Для каждого из ЭК была подсчитана суммарная оценка значимости действующих в нем РФ. Квадраты, получившие наибольшие оценки, позиционируются как перспективные. Компактные группы перспективных ЭК, околтуренные геологическими границами, образуют перспективные участки.

По результатам проведенных прогнозных построений в пределах Чай-Юрьинской площади околтурено 5 перспективных участков (с севера на юг): Междуречный, Спорный, Власыч, Метасоматитовый и Дайковый. Все они находятся в левобережье р. Чай-Юрья и приурочены к породам кадыкчанской свиты нижней юры.

Участок Междуречный находится в северо-западной части площади, в верховьях р. Чай-Юрья. В пределах участка известно одно проявление коренного золота и выходы кварцевых жил. Участок Спорный околтурен в правом берегу ручья Спор. Включает два проявления, 4 пункта минерализации и множество кварцевых жил как в коренном залегании, так и в развалах. Участок Власыч расположен в левом борту долины ручья Спор. Здесь установлена наиболее высокая концентрация золоторудной минерализации: одноименное месторождение, три проявления, пункты минерализации, кварцевые жилы и метасоматиты. Участки Метасоматитовый и Дайковый, расположенные ниже по течению р. Чай-Юрья, можно рассматривать как новые перспективные площади. Здесь нет известных рудных объектов, хотя широко распространены проявления метасоматитов и развалы кварцевых жил.

Полученные данные использованы для обоснования участка поисковых работ при дипломном проектировании. Наиболее целесообразной представляется постановка поисков на участке Междуречный, который отличается высокой оценкой перспективности и включает прямые поисковые признаки.

#### БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бабенко В. В., Коцуба А. П. Прогнозирование условий размещения полезных ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. 385 с.
2. Абрамович И. И., Вознесенский С. В., Маннафов Н. Г. Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 43–53.
3. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Золото» / под ред. Б. И. Беневоляского. М.: ЦНИГРИ, 2002. 182 с.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД СЕРЕБРЯНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ «АГАТКИНО» (ЯКУТИЯ)

ШАЙДУЛИНА А. Р., БУРМАКО П. Л.  
Уральский государственный горный университет

Наряду с традиционными для Якутии полезными ископаемыми, к которым относятся алмазы, золото и олово, большое внимание уделяется месторождениям серебра. Одно из них – серебряно-полиметаллическое месторождение Агаткино, расположенное в районе хребта Тас-Хаяхта на плато Черского, в междуречье Яны и Индигирки. В этом же районе располагается целый ряд месторождений массивных сульфидных руд, среди которых наиболее крупным является месторождение Хотойдох вблизи Умбинского грабена. Рудное тело на этом месторождении представлено стратиформной залежью мощностью до 13,7 м, протяженностью 450 м, локализованной среди кислых туфов. Основные минералы массивных и тонко полосчатых руд – сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Руды содержат (%): Cu – 0,77, Pb – 5,15, Zn – 14,9. Месторождения приурочены к Верхоянской металлогенической провинции и имеют юрский возраст. В рудном узле располагаются серебряно-полиметаллические месторождения – Мангазейское, Прогноз, а также олово-серебряные Имтанджинское, Илин-Тас, Купольное и недавно обнаруженное на западе провинции серебро-сурьмяное месторождение Кимпиче.

Месторождение Агаткино относится к серебряно-полиметаллической формации, основными рудными минералами являются галенит, сфалерит и пирит. Серебро обычно концентрируется в виде примесей в галените. На месторождении установлена рудно-штокверковая минерализованная зона дробления мощностью до 7 м и протяженностью до 1 км, располагающаяся в блоке вскрытых эрозией силурийских известняков среди верхнеюрских вулканитов. Руды олово-серебряные; кроме серебра, ресурсы которого оценены в количестве 3–5 тыс. т, они содержат 0,5–2,1 г/т Au и до 0,64 % Bi.

Руды локализуются в штокверковой зоне, выполненной кварцем, плагиоклазом и карбонатом. Причем кварц и плагиоклаз распространены в примерно равных количествах. Зёрна кварца имеют ксеноморфную форму и средний размер до 0,5 × 0,7 мм. Минерал бесцветный, не плеохраирует. Выделения плагиоклаза представлены более идиоморфными сечениями. Повсеместно в зёрнах наблюдается спайность в двух направлениях и полисинтетические двойники по альбитовому закону. Средний размер зёрен колеблется от 0,5 до 1,8 мм. Номер плагиоклаза 32, что соответствует андезину. По взаимоотношению между кварцем и плагиоклазом можно судить, что развивались они близодновременно. Индивиды карбоната представлены мелкими ксеноморфными зёрнами, средний размер до 0,1 мм. По положению зёрен в шлифах видно, что карбонат образовался позже, чем кварц и плагиоклаз. Таким образом, оруденение приурочено клинейной жильно-штокверковой кварц-плагиоклаз-карбонатной зоне, которая развивается по тектоническому нарушению в известняках.

На ранней стадии формирования руд на месторождении образовался пирротин – минерал серого цвета с коричневатым оттенком. Данный минерал имеет пористую структуру и показатель отражения около 38%. В некоторых зёрнах наблюдается спайность в одном направлении. Выделения имеют линзовидные и прожилковые формы сечения в нерудном минерале. После этого, по мере увеличения активности серы, пирротин замещается пиритом. Зёрна пирита занимают примерно 20 % исследуемых аншлифов и формируют идиоморфные индивиды, размер которых колеблется от 0,2 мм до 1,8 мм. Минерал имеет жёлтый цвет, изотропен, обладает высоким относительным рельефом и значительным показателем отражения (53%). Минерал обладает достаточно высокой твёрдостью и слабо воспринимает полировку, за счет этого в аншлифе обладает шагреневой поверхностью. В полировках встречается как в виде отдельных зёрен, так и в виде сростков размером от 1 до 1,5 мм. В целом выделения пирита формируют гипидиоморфнозернистую структуру в нерудном агрегате. На заключительном этапе рудообразования, за счет деятельности среднетемпературных

гидротермальных растворов происходит замещение ранее сформированных рудных минералов галенитом. Образование галенита также происходит в несколько этапов. Сначала кристаллизуются средние по размеру ксеноморфные выделения в нерудных минералах, размер таких зерен  $0,5 \times 0,9$  мм. Затем происходит формирование хорошо ограненных выделений галенита с кубической формой сечения зерна, размером  $2 \times 2$  мм и более. Галенит – мягкий минерал и хорошо полируется, у него относительно низкий рельеф, во всех крупных зернах наблюдаются треугольники выкрашивания. Также практически повсеместно отмечается спайность по трем направлениям и границы зёрен выделяются по этому направлению. Во всех зёрнах фиксируются структуры смятия (по изгибам трещинок спайности и треугольникам выкрашивания). Это свидетельствует о том, что после образования галенитаруды подвергались значительным дизъюнктивным деформациям. В некоторых зёрнах наблюдается зональность, что свидетельствует о длительном и многоэтапном формировании галенитовой минерализации.

Установлено, что рудно-штокверковая зона представлена кварц-плагиоклаз-карбонатными прожилками с пирротином, пиритом и галенитом. Рудная минерализация имеет длительное и многоэтапное формирование. На первой стадии образовались выделения пирротина, по которым шло замещение пиритом. Галенит формировался на более поздней стадии, в результате чего замещались и пирротин, и пирит. Формирование галенитовой минерализации происходило длительное время и, по крайней мере, в два этапа, это подтверждает не только зональность зёрен галенита, но и различие в форме, строении и размерах отдельных выделений этого минерала. После формирования основной рудной минерализации вся зона подвергалась послерудным тектоническим деформациям.