

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ЦЕНТРАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ»
(ФГБУ «ЦНИГРИ»)

СБОРНИК ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ

**МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА АЛМАЗОВ,
БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ –
ОТ ПРОГНОЗА К ДОБЫЧЕ**

III Молодежная научно-образовательная конференция ЦНИГРИ
(10-12 апреля 2022 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»)

Москва
ЦНИГРИ
2022

Аббасов Н.А., Баламмадов Ш.Р. (Бакинский Государственный Университет), Сафари М.Г. (ИИР), Рустамова Р.Е. (Бакинский Государственный Университет), Гусейнова А.Н. (НАН)

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ КОШКАРЧАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЯ МАЛОГО КAVKAZA

Кошкарчайское месторождение расположено у слияния р.р. Беюк – и Баладжа Кошкарчай в 10-12 км к юго-западу от сел. Хачбулаг. Сложено оно в основном байосскими вулканогенными образованиями, прорванными гранитоидами Кошкарчайского массива. Интрузивные породы широко развиты и представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и порфировидными гранодиоритами. Выделяются также дайковые образования как отщепленные, так и самостоятельной серии. В целом они представлены диоритовыми, кварц-диоритовыми, диабазовыми, габбро-диабазовыми порфиритами. Участок месторождения разбит системой трещин северо-западного, близмеридионального, северо-восточного и субширотного направлений. Многие из них представляя собой оперения главного рудоконтролирующего разлома, сопровождаются полосой гидротермально переработанных окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных, эпидотизированных метасоматитов, представляющих собой рудовмещающую среду для медно-порфировой и полиметаллической минерализации. Протяженность гидротермально измененных зон достигает 1000-1200 м, при мощности от 5-10 до 30-40 м, реже более 100 м. Гидротермально-метасоматические изменения развиты вдоль разрывных нарушений, по контактам интрузивных пород, зальбандам даек и жил. Исходными породами преобразованными в метасоматиты, являются как интрузивные, так и вмещающие их вулканогенные образования. В зависимости от их тектонической подготовленности, механических свойств и химического состава интенсивность изменения не везде одинакова [5].

Вокруг рудогенерирующего интрузива можно выделить три постепенно сменяющие друг друга в пространстве метасоматические зоны, в виде эллипса окаймляющие Баладжа-Кошкарчайский интрузивный массив порфирового сложения. Внутренняя зона, охватывающая эндо-контактовую и апикальную части порфирового интрузива, представлена интенсивно окварцованными, почти нацело преобразованными во вторичные кварциты породами. Кварцевое ядро, обычно характерное для многих порфировых интрузивов с медно-порфировой минерализацией, на данном месторождении не отмечается и можно лишь предполагать

его наличие в центральной, не вскрытой эрозией части интрузива. Внутренняя зона представлена вторичными кварцитами с многочисленными прожилками кварца поздних генераций. Отмечаются чешуйки серицита, мусковита. Судя по минеральному составу, данная зона соответствует кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов.

На поверхности рудоносность зон кварц-серицитовых метасоматитов обычно слабая. Тому причиной является редкая вкрапленность сульфидов, преимущественно халькопирита. Однако с глубиной содержание сульфидов постепенно увеличивается. Параллельно в минеральном составе руд появляются кальцит и хлорит, увеличивается содержание серицита. Далее, с глубиной в связи со значительным увеличением содержания хлорита в составе пород осуществляется переход к кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов, где также увеличивается содержание меди. Данный факт говорит также о наличии вертикальной зональности в строении метасоматической колонки. Промежуточная зона выделяется как кварц-серицит-хлоритовая фация вторичных кварцитов. Минеральный состав метасоматитов представлен кварцем, хлоритом, серицитом, эпидотом, кальцитом и пиритом причем первые три составляют основную массу пород. Зона занимает значительную площадь длиной 1,2 км при ширине 400-600 м. На эту фацию отчетливо накладывается медно-порфировая минерализация прожилково-вкрапленного типа. Наиболее интенсивное ее развитие характерно именно для кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов, фиксирующих зоны повышенной трещиноватости. Далее, с глубиной количество кварца и серицита пропорционально уменьшается, в то же время увеличивается хлорит – эпидот-кальцитовая ассоциация.

Третья, внешняя зона метасоматической колонки представлена пропилитовой фацией вторичных кварцитов. В этой зоне, которой венчается метасоматическая колонка, изредка выделяются незначительные рудные интервалы, чаще жильного типа, характеризующиеся повышенным содержанием меди. В рудных прожилках установлено несколько высокое содержание серебра и наличие сфалерита. В этой зоне также встречаются локальные скопления кварц-хлорит-серицитовой и аргиллизитовой ассоциаций. Метасоматическое преобразование вмещающих туфогенных, а также интрузивных пород, происходит в условиях интенсивного привноса и выноса элементов, составляющих главные породообразующие окислы.

Морфология и внутреннее строение рудных тел. Площадь Кошкарчайского месторождения разбита многочисленными разрывными нарушениями, являющимися оперениями главного рудоконтролирующего разлома и к которым тяготеют рудоносные зоны северо-западного

и близмеридионального простирания, представленных в различной степени оруденелыми и гидротермально переработанными трещиноватыми породами с кварцевыми и кальцитовыми жилами и прожилками, и ореолами вкрапленной минерализации. Промышленные руды, как правило, связаны с кварц-хлорит-серицитовый фацией вторичных кварцитов. На месторождении преимущественно развиты прожилково-вкрапленные штокверковые руды. Жильный тип имеет ограниченное развитие и приурочен к зонам дробления и гидротермального изменения среди диабазовых порфириров. Представлен он кварцевыми и карбонатными жилами, импрегнированными пиритом, халькопиритом и молибденитом.

Штокверковое тело, слагающее центральную часть Кошкарчайского месторождения, приурочено к апикальной и периферийным частям одноименного интрузива порфирового сложения. В пределах штокверка на поверхности выделен ряд обогащенных участков. Эти участки разобщены безрудными, либо слабоминерализованными площадями, в которых содержание меди не превышает 0,2%. На глубине они сливаются в единое рудное тело, образующее штокверк со сложной морфологией. Наиболее интенсивная минерализация наблюдается в центральной части штокверка, которая от центра к периферии постепенно затухает. Контуры рудного тела извилистые и конформные в отношении морфологии рудогенерирующего порфирового интрузива.

Содержание меди в пределах штокверкового тела неустойчивое и колеблется в широком диапазоне – от 0,2 до 2,5%; в среднем составляя 0,41%. Наибольший интерес представляет зона вторичного сульфидного обогащения. На месторождении установлено наличие двух горизонтов, обогащенных медью. Верхний горизонт значительной мощности выходит на поверхность, а нижний залегает на глубине 60-150 м от поверхности. Наибольшая глубина распространения зоны вторичного сульфидного обогащения отмечается в участках интенсивного дробления и гидротермального изменения с появлением кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов. Содержание молибдена низкое – от 0,001 до 0,003%, в отдельных интервалах составляет 0,005-0,006%, реже 0,01%. Содержание золота в некоторых интервалах составляет 1,0 г/т и более. Наиболее высокие его значения соответствуют участкам, где содержание меди составляет выше 0,4%. Наряду с золотом, в некоторых участках в повышенном содержании присутствует также серебро, где его значение достигает 25-40 г/т. Серебро, также, как и золото, хорошо коррелируется с медью, так как максимальные значения серебра соответствуют участкам повышенного содержания меди и золота. Значительный интерес представляет также кобальт. В южной части месторождения установлены геохимические аномалии, в пределах которых

обнаружены кобальтовые минералы – кобальт-пирит, кобальтин, карролит. Содержание свинца и цинка низкое и составляет менее 0,01%, хотя в некоторых выработках значение свинца достигает 0,04-0,06%.

Жильный тип минерализации наблюдается в южной и юго-восточной частях месторождения, в Дамирлинском участке, в виде отдельных жил и жильных зон или зон гидротермально измененных пород. Жилы, представленные кварц-карбонатными заполнителями, имеют субширотное простирание и приурочены к зонам дробления. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит и молибденит. Содержание меди в жилах составляет 0,5-1,0%, реже до 4-4,5%, молибдена – 0,008-0,01%, реже до 0,1-0,19%. Наличие этих жил нами рассматривается как индикатор скрытого порфирового оруденения, еще не вскрывшегося современной эрозией. Повышенными содержаниями меди (0,01-0,5%, реже до 3,2%) и молибдена (до 0,009%) характеризуются также зоны дробления и гидротермального изменения, вмещающие кварц-карбонатные жилы.

На Кошкарчайском месторождении В.Г.Рамазановым (1989) описывается редкий тип оруденения, который приурочен к миндалевидным спилит-диабазам нижнего байоса. Минерализация, представленная халькозином в ассоциации с кварцем, кальцитом и эпидотом, заполняет миндалевые пустоты. Она отнесена к типу “мантас”, характерного для многих медно-порфировых месторождений Южной Америки (Чили, Перу). В аналогичных условиях на северном склоне г.Кошкардаг, В.Г.Рамазановым выявлена тонко-густорассеянная минерализация самородной меди в пренитизированных спилит-диабазх нижнего байоса [5].

В пределах Кошкарчайского рудного поля установлен ряд геохимических аномалий меди, молибдена и др. элементов.

Наибольший интерес в отношении обнаружения руд представляют аномалии, фиксированные по комплексу типоморфных рудогенных элементов. В этом смысле привлекает внимание южный и западный участки месторождения, где оконтурены комплексные аномалии безразмерных показателей по 1 фактору – 29% изменчивости. В центральной части месторождения эти аномалии в основном совпадают с общими контурами штокверкового рудного тела. В Кошкарчайском месторождении вторичная зональность руд проявлена слабо. Прямо на поверхности встречаются как первичные, так и окисленные минералы и минералы зоны вторичного сульфидного обогащения. Более 60% меди в месторождениях связано с ее первичными минералами, а именно – халькопиритом, и лишь 35-40% с минералами зоны окисления и зоны вторичного сульфидного обогащения [2]. Другими словами, основной объем руды представлен первичными минералами. Это объясняется тем, что скорость эрозии на участке месторождения опережает скорость окисления.

По этой причине на площади месторождения зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения либо отсутствует, либо же проявлены слабо.

Главными текстурными типами первичных руд являются вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые руды. На более высоких гипсометрических уровнях (1800 м и выше) руда представлена прожилковой, в средних горизонтах (1600-1800 м) – прожилково-вкрапленной, а в горизонтах ниже 1600 м – преимущественно вкрапленной текстурой. Процесс формирования Кошкарчайского месторождения протекал в два этапа: в первом отлагались гидротермально-метасоматические руды собственно медно-порфировой формации, а во второй – полиметаллические. Эти два типа руд слагают единый промышленно-генетический тип и тесно увязываются в пространстве и во времени с колчеданной формацией [4].

Кошкардагское проявление расположено у подножья одноименной горы. Участок проявления сложен эффузивно-пирокластическими образованиями байоса, прорванными Кошкардагским интрузивом габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Проявление представлено зоной северо-восточного простирания ($40-45^\circ$) площадью 0,3 км на поверхности. В ее пределах выделяется ряд маломощных и непротяженных подзон вторично-кварцитовых метасоматитов, сопровождаемых пиритизацией. Присутствует золото [3].

Минеральный состав руд сложен в основном пиритом, халькопиритом, молибденитом, реже – сфалеритом, галенитом; из нерудных – преобладает кварц. По данным площадного геохимического опробования на площади около 12 км² выделены 25 аномалий меди с содержанием 0,01 – 0,05 % и 22 аномалий цинка с содержанием 0,004 – 0,02 %, эпицентры которых совпадают. Основные из этих аномалий оконтурены в пределах известных рудопроявлений (Южно-Кошкардагское, Сары-суинское). Отмечаются также слабые ореолы молибдена, свинца и серебра. На участке выделены 22 комплексные аномалии безразмерных показателей по 1 фактору – 44,3% изменчивости, эпицентры которых в основном совпадают с эпицентрами аномалий меди.

Чанахчинское проявление меди расположено в 0,5 км к юго-востоку от одноименного селения в бассейне правого течения р. Гянджачай. Оно расположено северо-восточнее Кошкардагского проявления и приурочено к вулканогенной толще средней юры, собранной в брахиантиклинальную складку. Появление состоит из шести маломощных зон гидро-

термально-измененных пород, приуроченных к осевой полосе антиклинальной структуры близширотного направления.

Зоны на дневной поверхности прослежены от 250 м до 1,5-2 км, при мощности от 3-5 м до 15-20 м. Изменения выражены окварцеванием, каолинизацией и слагают кварц-каолиновую фацию вторичных кварцитов. Оруденение представлено густой вкрапленностью пирита, реже с редкими гнездами халькопиритовых обособлений, а также галенита со сфалеритом. Содержание меди 0,01-0,12%, свинца-0,01-0,41 %, цинка-0,01-1,0%, кобальта-до 0,002%. В некоторых пробах установлено золото. Размещение зон контролируется дайками кварц-диоритов. Зоны приурочены к висячим зальбандам даек и насыщены серно-медноколчеданным и полиметаллическим оруденением вкрапленного и вкрапленно-прожилкового типа [1]. Аналогичное оруденение также несут дайки. Рудоносные зоны Чанахчинского проявления хорошо отбиваются на карте геохимических аномалий по комплексным геохимическим аномалиям безразмерных показателей по I фактору - 40,9% изменчивости. Эпицентры этих аномалий в основном совпадают с эпицентрами аномалий меди с содержанием 0,01-0,04%.

В заключении надо отметить, что размещение месторождений медно-порфировых руд в региональном плане контролируется особенностями глубинного строения рудного района, субстрата, складчатых структур и глубинных магмавыводящих разломов. К локальным рудо-контролирующим структурам относятся разрывные нарушения, и мелкие складчатые структуры, зоны трещиноватости и т.д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аббасов Н.А. Особенности образование и закономерности размещения медно-молибден-порфировых месторождения Ордубадского рудного района. Авт.на сои.н.с.к.г-м.н. Баку,2003.
2. Отчет МалоКавказской Геологоразведочной Экспедиции, Баку 2012-2015 гг.
3. Пашков Ю.Н.,Ефремова С.В. и др. О месте медного и молибденового оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского Cu-Mo месторождения) - В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. Москва, Наука, 1975.
4. Рамазанов В.Г. Медно-порфировая формации Азербайджана. Автор. дисс. на соис. у. ст. доктора г.-м. наук. Тбилиси 1993
5. Sillitoe R.H., Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists, Inc. Eco-nomic Geology, v. 105, 2010, pp. 3-41.

Алферова В.А., Селиванов П.В., Бужинская Е.В.
(ФГБУ «ЦНИГРИ»),
Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ШИЛГОН

Золоторудное проявление Шилгон в административном плане расположено в пределах Верхоянского и Эвено-Бытантайского районов Республики Саха (Якутия).

В геологическом строении оно приурочено к восточному флангу субширотной разрывной структуры, пересекающей свод Бутугасской антиклинали, прослеживающейся в рыхлом чехле в виде четковидной линейной депрессии. Во вторичных ореолах разрывное нарушение сопровождается широким ореолом мышьяка с вложенной в него спорадически проявленной аномалией сурьмы.

По материалам, полученным в ходе выполнения полевых работ 2021 года, были изучены особенности пиритов золоторудного проявления Шилгон.

Пирит является одним из самых распространённых минералов в парагенезисах всех рудных формаций золоторудного проявления Шилгон. Содержится как в рудных телах, так и во вмещающих породах, которые часто являются окolorудными метасоматитами.

В золоторудном проявлении Шилгон пирит наблюдается в виде вкрапленных и гнездово-вкрапленных включений.

Форма выделения пирита в рудных телах, как правило, в виде кристаллов кубов, пентагон-додекаэдров, реже в виде неправильных выделений и зернистых агрегатов (рис. 1).

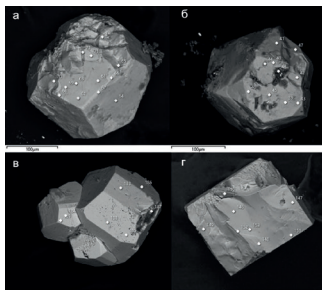


Рис. 1 Кристаллы пирита Шилгонского рудного поля.

а, б – пентагон-додекаэдр; в – друзовый агрегат пентагон-додекаэдров; г – куб. Электронная микроскопия SEM (ИГЕМ РАН)

Результаты микрорентгеноспектрального анализа пиритов показывают, что:

- по стехиометрическому соотношению пириты характеризуются дефицитом серы к железу относительно идеального состава (рис. 2), причем содержание серы отрицательно коррелирует с концентрацией мышьяка (рис. 3), из чего можно сделать вывод, что дефицит серы обусловлен изоморфным замещением ее кристаллохимической позиции мышьяком.

- содержание мышьяка в пиритах золоторудного проявления Шилгон колеблется от 0,0 до 3,45 мас. %. По содержанию этого элемента пириты можно отнести к гидротермальным, гидротермально-метасоматическим [1].

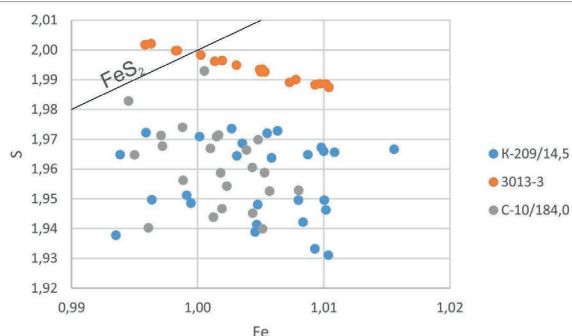


Рис. 2 Диаграмма состава пирита золоторудного проявления Шилгон, в координатах Fe-S.

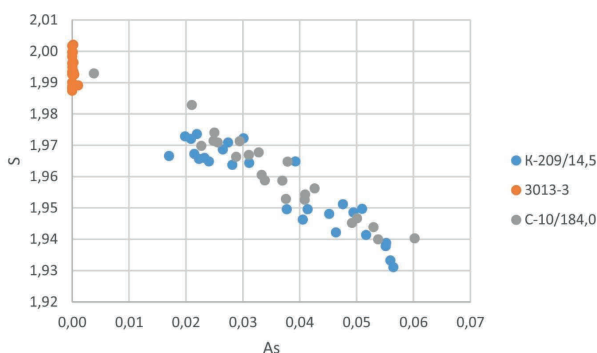


Рис. 3 Диаграмма состава пирита золоторудного проявления Шилгон, в координатах As-S. Зерна мышьяковистых пиритов характеризуются зональным строением.

Для ряда месторождений, в первую очередь, колчеданных характерно наличие «невидимого» золота в составе пиритов [2], причем, отмечается корреляционная связь между содержанием в пиритах мышьяка и золота. Проведенные на двух зернах зональных мышьяковистых пиритов Шилгонского рудопоя исследования так же показывают наличие «невидимого» золота и корреляционной зависимости As-Au (рис).

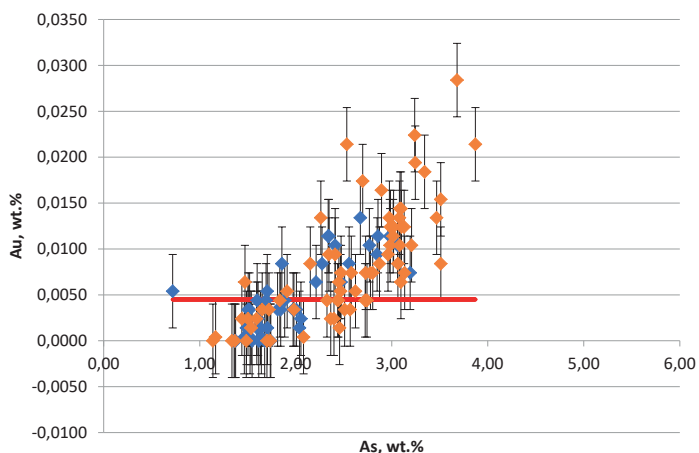


Диаграмма состава пирита золоторудного проявления Шилгон, в координатах As-Au. Разным цветом показаны измерения с двух различных зерен. D.L – порог обнаружения золота согласно характеристикам прибора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Захаров А.П., Селиванов П.В., Алферова В.А., Бужинская Е.В. Материалы к разделам информационного геологического отчета за 2021 г. по объекту «Прогнозно-поисковая модель золоторудных объектов в пределах Шилгонского рудного поля» - М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. – 92 с.
2. Викентьев И.В. «Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала» М.: Геология Рудных Месторождений, 2015, №4 с. 267-298.

Антонец А. В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

АНАЛИЗ КАЧЕСТВЕННЫХ И КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РУДНО-РОССЫПНЫХ УЗЛОВ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ АССО

Географические информационные технологии существуют уже более 30 лет. Однако, по большей части, их используют для картографических задач без использования аналитических возможностей. Применение ГИС в области пространственного анализа позволяет не только получать точные данные, но и создавать новые, ранее недоступные. Результаты обработки этих данных помогают отследить закономерности размещения объектов в пространстве, их можно использовать как инструмент поддержки принятия решений и как способ подтверждения или опровержения существующих концепций.

Появление и развитие в практике геологических исследований современных информационных технологий позволяет расширить их инструментарий для анализа пространственных данных и различного рода металлогенических построений. Целью данной работы является демонстрация возможностей использования геоинформационных технологий для решения задач по выделению перспективных на золотое оруденение площадей в пределах АССО – обширного региона со сложным геологическим строением, неоднородностью физико-географических условий, неравномерной степенью изученности и различными историческими особенностями проведения ГРП.

Примененная в работе методика опирается на использование геоинформационных систем и доступных пространственных данных, материалов работ, выполненных в ЦНИГРИ, отраслевых источников информации, а также свободных данных. Для обработки применялся инструментарий следующих геоинформационных систем: Quantum GIS (QGIS), модуль GRASS, ArcGIS. Предварительные вычисления и построение объектов были выполнены в QGIS, дополнительная обработка растров (переклассификация, векторизация) осуществлялись с использованием модуля GRASS. В ArcGIS выполнялась финальная обработка и визуализация полученных данных.

На первом этапе с целью выделения перспективных площадей для планирования ГРП ранних стадий на золотое оруденение (прогнозно-минерогенических, геологическое доизучение) был выполнен комплексный анализ количественных показателей рудной и россыпной золотоносности. В качестве территорий оценивания были использованы площади рудно-россыпных районов и узлов, выделенные в ходы

выполнения работ «Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых территории Российской Федерации. Золото» (Звездов и др., 2019).

Для количественного анализа обобщённых показателей рудной и россыпной золотоносности была подсчитана площадная продуктивность рудных и россыпных районов и узлов по формуле: $S_{пр} = (D + Z + YZ) / S$, где:

$S_{пр}$ – площадная продуктивность рудных и россыпных зон, районов и узлов (кг/км²);

S – площадь рудных и россыпных зон, районов и узлов (км²);

D – накопленная добыча (кг);

Z – запасы категорий А, В, С1, С2+забалансовые запасы (кг);

YZ – прогнозные ресурсы (кг), пересчитанные в условные запасы по формуле А.И. Кривцова: $YZ = 0,125 \times (P3 + 2P2 + 4P1)$.

Также было рассчитано соотношение общего баланса рудной и россыпной золотоносности. Примеры обобщения данных по золотоносности различных провинций мира свидетельствуют о том, что добыча из россыпей составляет от 5 до 50% суммарной добычи, что позволяет выделить районы с «нормальной» и «аномально» высокой долей россыпей.

Анализ соотношения показателей площадной продуктивности рудной и россыпной золотоносности позволяет выделить несколько следующих групп РРР:

I. Районы, которые характеризуются в равной мере высокой площадной продуктивностью как рудной, так и россыпной.

II. Районы, которые характеризуются высокими и средними показателями рудной продуктивности, при низкой россыпной.

III. Районы с низкими показателями как россыпной, так и рудной золотоносности, но при преобладании последней.

IV. Районы с «аномальным» соотношением россыпи-руда, которое характеризуется преобладанием в балансе (добыча+запасы+ресурсы) россыпной составляющей.

Такое резкое преобладание россыпной составляющей над рудной можно объяснить следующими условиями:

1) коренные источники полностью эродированы или представлены рассеянной по площади минерализацией, не представляющей промышленного интереса;

2) коренные источники не установлены в силу слабой изученности или сложных ландшафтных условий, существенно осложняющих их выявление.

Проверка первого условия подразумевает большой объем работ с фондовой литературой, доступ к которой может быть ограничен для ис-

пользования. Кроме того, могут понадобиться дополнительные, в том числе полевые, исследования, затратные по времени и ресурсам. Проверить второе условие можно оперативно с применением доступных данных и ГИС-анализа. Чтобы это осуществить, были предприняты следующие действия, с применением авторской методики [1].

Во-первых, был проведен анализ геологической изученности на золото в пределах выделенных РРР. Для этого из каталога геологической изученности ФГБУ «Росгеолфонд» были загружены полигональные слои, которые были обработаны и разбракованы на основании атрибутивной и пространственной информации об объектах. Затем была построена поверхность плотности геологической изученности на золото для всей территории АССО. Для ее расчёта была построена регулярная векторная сеть (размер ячейки $0,6' \times 0,4'$), которая представляла собой векторный полигональный слой и охватывала исследуемую территорию. Затем для каждой ячейки было подсчитано количество пересекающих её объектов слоя изученности, с использованием инструментов пространственного соединения. Это количество стало атрибутом для построения растровой поверхности плотности геологической изученности.

Во-вторых, был учтён уровень крутизны рельефа местности и прочие ландшафтные особенности территории. Для этого использовались цифровые модели рельефа по данным GMTED2010, из которых был вычислен уклон (крутизна) в градусах.

В-третьих, была проанализирована транспортная инфраструктура территорий РРУ. Для этого был произведен расчет поверхности расстояний основывался на данных Open Street Map (OSM).

По завершению выполненных построений было вычислено медианное значение полученных поверхностей в пределах выделенных РРР. Для этого был использован инструментальный зональной статистики. Расчетные значения показали следующую закономерность.

Первая группа РРР (I):

- высокая степень геологической изученности на золото;
- средние и не высокие показатели крутизны рельефа;
- высокие значения транспортной доступности только в Урско-Салаирском РРР, в остальных случаях – низкие;

Вторая группа РРР (II):

- высокая степень геологической изученности на золото в Тельбеском и Ольховско-Чибихевском районах, средняя Хайламинском РУ, низкая в Ужей-Карабельдырском РРР;
- по большей части средние и не высокие значения уклона;
- по большей части низкие значения проходимости

Третья группа РРР (III):

– для большей части РРР характерна средняя степень изученности, высокая наблюдается в Мрасском и Манском районах, а также в Батеневско-Сахарской группе РРР, низкая – в Верхнезлегестском, Окино-Ийском, Окино-Китойском и Тарданском районах;

– по большей части средние значения уклона;

– высокие значения транспортной доступности, за исключением Верхнезлегестского, Окино-Ийского, Верхнебирюсинский и Тарданский районов с низкими значениями.

Четвертая группа РРР (IV):

– высокая степень изученности характерна для Кизасско-Анзасского, Сизимского и Бердского районов, средняя – для Копьского РРУ, низкая – для Хараал-Оо-Хемского и Верхне-Балыхты-Хемского районов;

– по большей части расчлененный рельеф, за исключением Бердского РРР с низкими показателями;

– низкие значения транспортной доступности за исключением Бердского РРР с высокими показателями.

В связи с этим целесообразно более детально рассмотреть геологическое и ландшафтно-геоморфологическое строение «аномальных» районов (четвертая группа), возможно, за исключением освоенного Кизасско-Анзасского, Сизимского и Бердского. Это же справедливо для отдельных районов третьей группы, с наиболее высокими показателями площадной продуктивности при невысокой освоенности, что может указывать на наличие не выявленных, промышленно значимых коренных источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антоненц А.В., Вахрушев А.М., Черных А.И. Анализ транспортной доступности и геологической изученности на основе ГИС-технологий для планирования геологоразведочных работ в Алтае-Саянской складчатой области // «Отечественная геология» № 1/2021. С. 40–51.

Ахмедов Д. А. (ФГАОУ ВО СФУ)

ХАРАКТЕР РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В КУРТУШИБИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

Куртушибинская металлогеническая зона находится на границе Красноярского края и республики Тыва. Золотоносные россыпи райо-

на расположены в бассейнах рек Енисей (Верхний Енисей) и Ус. Главным водоразделом является Куртушибинский хребет, вытянутый в северо-восточном направлении. Его склоны размываются многочисленными правыми притоками Енисея и левыми притоками Уса. Россыпи золота в пределах зоны известны с конца 19 века. Наиболее крупные из них выявлены в бассейнах рек Эйлиг-Хем, Урбун, Золотая и Теплая, большая их часть отрабатывалась в первой половине 20 века. По данным из фондовых материалов (отчет Уссар, 1973), в общей сложности из бассейнов этих четырех рек на 1940 год добыто около 5 т золота. Старательская отработка россыпей (в том числе техногенных) в бассейне Эйлиг-Хема продолжалась до 2007 года. Образование промышленных россыпей предполагает наличие значимого коренного оруденения. Однако на текущий момент сопоставимых коренных объектов на изучаемой территории не обнаружено. Запасы рудного золота, состоявшие в различные периоды первой половины 20 века на балансе (первые сотни килограмм), несопоставимы с количеством металла, извлеченного из россыпных месторождений.

Целью настоящего исследования является выяснение природы дисбаланса коренной и россыпной золотоносности. Для достижения цели выполнен анализ распределения и продуктивности россыпей, изучены геоморфологические особенности площади и характер эволюции рельефа, также рассмотрены признаки коренной золотоносности, проявленные в бассейнах золотоносных рек, и сделан вывод о рудноформационной природе коренных золоторудных объектов.

В геологическом строении территории принимают участие верхнерифейские, вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские образования. Стратиграфическое расчленение их произведено в соответствии с легендой Западно-Саянской серии листов ГКК-200 второго поколения. Площадь исследования находится в зоне сочленения четырех крупных структур со своими особенностями стратиграфического разреза и тектонического строения (рис. 1): Куртушибинский офиолитовый пояс (I-B), Восточно-Тувинская салаирская складчатая система (СС), представленная Хемчикско-Систигхемской (II-A) структурно-формационной зоной (СФЗ), каледонская Западно-Саянская СС, включающая Центрально-Западно-Саянскую (III-B) и Хемчикскую (III-B) СФЗ. Наиболее распространенными на площади геологическими подразделениями являются коярдская толща верхнерифейского возраста, макаровская толща вендского возраста, аласутская серия кембрийского возраста и малиновская серия ордовикского возраста. Коярдская и макаровская толщи преимущественно состоят из измененных вулканитов основного состава и локализованы в пределах Куртушибинского

аллохтона. Аласугская и малиновская серии, составляя основные подразделения Хемчикско-Систигхемской СФЗ, сложены терригенными породами – от алевролитов до конгломератов.

Россыпное золото распространено в бассейнах рек Эйлиг-Хем, Урбун, Золотая, Теплая и Макаровка. По пространственному признаку и связи с предполагаемыми источниками золота выделены Эйлигхемско-Хайлыкский, Золотой, Теплинский и Макаровский бассейны. Приведены количественные показатели по материалам предшественников (табл. 1) – запасы, площади бассейнов образования россыпи и их продуктивность, отражено распространение на площадях коренных источников.

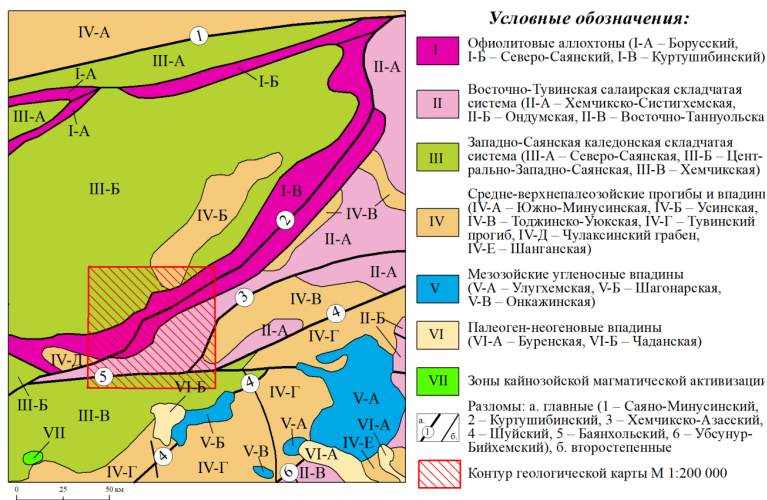


Рис. 1. Тектоническая схема рассматриваемого района.

Таблица 1.

Количественные показатели по россыпной золотоносности по материалам Вамбольдта, 1995.

Бассейны золотоносных рек	Запасы, кг	Площадь бассейна	Площадная продуктивность	Количество признаков коренного оруденения
	Q	S	Q/S	
Эйлигхемско-Хайлыкский	3785	375.21	10.088	6
Золотой	2520	219.54	11.479	4
Теплинский	1503	488.84	3.075	1
Макаровский	224	151.16	1.482	2

На схеме (рис. 2), основанной на ГТК-200, можно отметить закономерное расположение бассейнов золотоносных рек. Контролирующая россыпи зона вытянута в северо-восточном направлении и соответствует Куртушибинскому хребту. Площадная продуктивность выделенных бассейнов падает в северо-восточном направлении. Продуктивность Эйлигхемско-Хайлыкского и Золотого бассейнов сопоставима, при этом в них наиболее распространены признаки коренных источников золота (рудопроявления, точки минерализации, шлиховые и геохимические аномалии), в Теплинском и Макаровском бассейнах продуктивность значительно снижается. Такое распределение продуктивности может быть связано с новейшими тектоническими движениями, следствием которых является поднятие блоков на юго-западе площади и относительное опускание их на востоке. Результатом этих движений могло являться переотложение материала с юго-запада на северо-восток – дополнительно об этом свидетельствует большее распространение на площади северо-восточных бассейнов конгломератов аласугской серии кембрия. Возможно, они могли являться источником россыпного золота в Теплинском золотоносном бассейне, выступая в роли промежуточного коллектора.

Коренное золотое оруденение на площади представлено рудопроявлениями Эйлигхемской, Хайлыкской и Андреевской групп на юго-западе, а также Теплинским и Макаровским рудопроявлениями на северо-востоке площади. Согласно фондовым материалам предшественников (Уссар, 1973; Васильев, 1977), большинство объектов на юго-западе площади имеет близкий состав и морфологию рудных тел – это короткие маломощные ветвящиеся жилы с пиритом, халькопиритом и золотом. Залегают они в зеленокаменных пиритизированных сланцах, обычно вне связи с интрузиями, вблизи контакта с габбро-диоритами, либо непосредственно в диоритах [2]. Контроль коренного оруденения существенно тектонический – рудопроявления, в общей массе, приурочены к зоне Урбунского надвига, жильные тела падают в его сторону под углом 45-85°, а простираие этих жил изменяется в соответствии с изменением простираия всей зоны надвига. Магматический контроль оруденения недостаточно четкий, стратиграфический – сравнительно четкий, оруденение сосредоточено вблизи границ структурных этажей и локализовано на границе малиновской и аласугской серии. Согласно [1], можно выделить три наиболее перспективных типа объектов: золото-малосульфидно-кварцевый в жильно-прожилковых зонах, золото-сульфидно-кварцевый в метасоматитах березит-лиственитовой фации и золотосульфидный сингенетичный в метаэффузивах.

В тектоническом плане контроль оруденения можно объяснить крупной пулл-апарт структурой, возникающей между главными региональными разломами – Куртушибинским и Баянхольским. На схеме (рис. 3) эти разломы представлены в виде двух серий нарушений

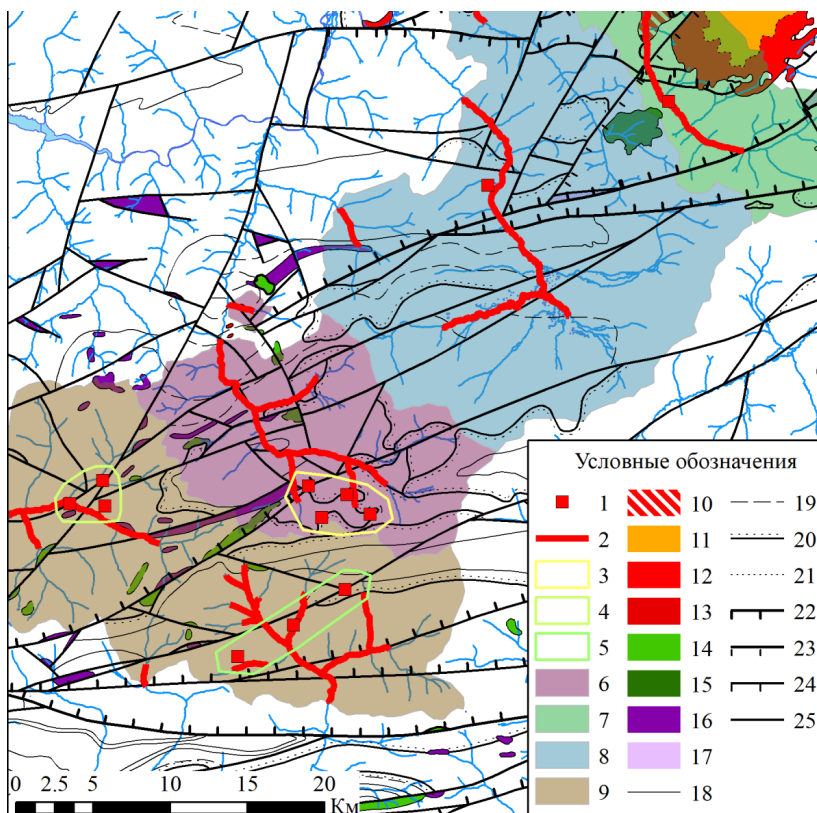


Рис. 2 – Схема расположения бассейнов золотоносных рек. Признаки золотоносности: 1 – рудопроявления; 2 – россыпи; 3 – Андреевская группа; 4 – Хайлыкская группа; 5 – Эйлигхемская группа. Бассейны: 6 – Золотой; 7 – Макаровский; 8 – Теплинский; 9 – Эйлигхемско-Хайлыкский. Магматические комплексы: 10 – кужебазинский комплекс; 11 – джойский комплекс, 2 фаза; 12 – джойский комплекс, 1 фаза; 13 – кызыкчадрский комплекс, 2 фаза; 14 – кызыкчадрский комплекс, 1 фаза; 15 – бичебалыкский комплекс; 16 – иджимский комплекс; 17 – меланж тектонический. Геологические границы: 18 – достоверные; 19 – предполагаемые; 20 – несогласного залегания; 21 – литофациальные с постепенным переходом. Разрывные нарушения: 22 – надвиги; 23 – взбросы; 24 – сбросы; 25 – прочие разломы.

– субширотного и восток-северо-восточного простирания. При рассмотрении рек в качестве линеаментов, напрашивается их интерпретация в качестве разломов, не отмеченных геологической съемкой – в таком чтении они становятся субмеридиональными, либо северо-западного заложения линиями отрыва в пулл-апарт структуре, к которым приурочено коренное оруденение золота. Это наглядно подтверждается расположением Андреевской и Эйлигхемской групп рудопроявлений в руслах рр. Андреевский – Сайлыг-Хем и Ивановский – Таловка.



Рис. 3 – Генерализованная схема предполагаемой пулл-апарт структуры.

Приведенная гипотеза, при дополнительном ее подтверждении данными геофизики может быть использована в создании региональной геолого-поисковой модели для месторождений малосульфидной золотокварцевой формации. Для этого типа оруденения линии отрыва в пулл-апарт структуре могут являться геохимическими барьерами, на которых происходит перераспределение полезного компонента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев В. И. Полезные ископаемые Тувы и сопредельных территорий. М.: Де'Либри, 2018. – 494 с.
2. Хертек Ч. М., Прудников С. Г. Сравнительная характеристика россыпного и коренного золота Эйлиг-хемского золотоносного района Тувы. // Природные системы и экономика центрально-азиатского региона: фундаментальные проблемы и перспективы рационального использования : материалы конференции / Кызыл: ФГБУН Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 2017. – с. 109-112.

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО ИНДИКАТОРНЫМ МИНЕРАЛАМ КИМБЕРЛИТОВ ИЗ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На Сибирской платформе известны три эпохи кимберлитового магматизма – среднепалеозойская, нижнетриасовая и юрско-меловая. Кимберлиты с промышленными уровнями алмазоносности в пределах Сибирской платформы связаны только со среднепалеозойской эпохой, хотя в ряде кимберлитовых полей этого возраста резко преобладают тела с низкими и убогими содержаниями алмазов. Триасовая эпоха алмазоносна, но уровень алмазоносности известных кимберлитовых тел в целом значительно ниже, чем среднепалеозойской, а в большинстве известных триасовых кимберлитов алмазы вообще не установлены. Юрско-меловые кимберлиты практически не алмазоносны, и среди многих сотен известных тел лишь для единичных трубок этого возраста установлены убогие содержания алмазов.

Поскольку для Сибирской платформы наблюдается зависимость продуктивности кимберлитовых тел от возраста их формирования, то именно возраст коренных источников является основой для прогнозирования и организации поисковых работ на алмазы. Поэтому с использованием комплекса критериев оценки возраста коренных источников по ИМК из ореолов рассеяния [8] обоснован возраст коренных источников для ряда потенциально алмазоносных районов Сибирской платформы (рис. 1).

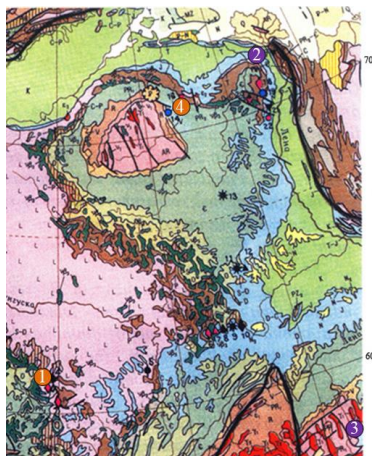


Рис. 1. Предполагаемый возраст коренных источников ИМК в изученных районах. Усл. обозначения: 1 – участки Тарыдак и Мирюга в бассейне р. Подкаменная Тунгуска, 2 – северный склон Оленекского поднятия, 3 – Чомполинское поле; 4 – Анабаро-Уджинское междуречье; (Геологическая карта (фрагмент) [7] с дополнениями автора)

● среднепалеозойские коренные источники,
● триасовые коренные источники

Участки Тарыдак и Мирюга (бассейн р. Подкаменная Тунгуска).

К северу от Чадобецкого поднятия в районе рек Тарыдак и Мирюга известен среднекарбонный континентальный коллектор индикаторных минералов. При опробовании данного коллектора было установлено, что индикаторные минералы кимберлитов представлены сильно окатанными пиропами и алмазами с признаками износа.

По механогенным поверхностям пиропов, практически на всех зернах, развит каплевидный рельеф, в некоторых случаях полностью уничтожающий следы докорового износа. На пиробах из Мирюгинского коллектора развит пирамидально-черепитчатый рельеф, который связан с тем, что после этапа гипергенеза ИМК в среднепалеозойской коре выветривания, пиропы из Мирюгинского коллектора испытали на себе воздействие пермо-триасовых дифференцированных траппов [3].

По химическому составу пиропы с Тарыдакского и Мирюгинского участков показывают типичное среднепалеозойское распределение составов в координатах $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$, с наличием гранатов алмазной ассоциации.

Таким образом, совокупность морфологических особенностей ИМК и состава пиропов с Тарыдакского и Мирюгинского участков указывают на наличие в данном районе коренных источников, соответствующих алмазоносным среднепалеозойским кимберлитовым телам. Однако, на данной территории кимберлитовые тела погребены под терригенными отложениями, вмещающими ореолы индикаторных минералов кимберлитов, что значительно осложняет поиски [4].

Северная часть Оленекского поднятия.

Исследуемый район расположен на северо-восточной окраине Оленекского поднятия у его подножья на границе с кряжем Чекановского в бассейнах рек Келимяр, Никабыт, Хорбусунка.

Большинство пиропов на Келимярской территории характеризуется слабым механическим износом при отсутствии гипергенной коррозии. Для пикроильменитов характерна слабая до средней степень механического износа с шероховатым механогенным или микропирамидальным рельефом.

Распределение составов пиропов на диаграмме указывает на среднепалеозойский или триасовый возраст. В некоторых пробах в незначительных количествах присутствуют гранаты алмазной ассоциации, что позволяет предполагать низкую алмазоносность коренных источников.

На основании морфологии и состава индикаторных минералов наиболее вероятно, что на Келимярской площади распространены кимберлиты триасового возраста. Слабый механический износ и отсутствие гипергенной коррозии характерны как для триасовых, так и для юрских

кимберлитов. Однако распределение составов пиропов на диаграмме не характерно для юрских кимберлитов, к тому же присутствуют не типичные для последних гранаты алмазной ассоциации. В ходе полевых работ 2013 г. в шлиховых и мелкообъемных пробах нами было найдено 15 алмазов, 4 из них по морфологии соответствуют алмазам из кимберлитов. Поэтому наиболее вероятным источником индикаторных минералов являются триасовые убогалмазноносные кимберлиты.

Чомполинское поле.

Чомполинское лампрофировое поле расположено в юго-восточной части Сибирской платформы, в верховьях реки Амга. На большей части его территории на дневной поверхности обнажены породы кембрия-протерозоя, которые являются лампрофировмещающими, на водоразделах встречаются реликты нижнеюрских отложений, содержащих индикаторные минералы.

Степень механического износа пиропов слабая, и лишь единичные зерна могут быть отнесены к средней степени износа. Как правило, для пиропов характерен «первичный» рельеф, сформированный в коренном источнике. Реже встречается развитый в разной степени пирамидально-черепитчатый рельеф, который на данной территории можно связать с периодом познеюрской – меловой магматической активизации, обусловившей формирование сиенитовых массивов при формировании Ямалахского горста [6].

Для пикроильменита характерно наличие микропирамидального рельефа хорошей сохранности, что указывает на слабый механический износ. В редких случаях встречаются среднеокатанные зерна, переотложенные из ранее существовавшего промежуточного коллектора.

Распределение составов гранатов из всех проб Чомполинского поля соответствует мезозойским источникам и показывает отсутствие субкальциевых высокохромистых пиропов дунит-гарцбургитового парагенезиса, характерных для алмазноносных кимберлитов [2].

Комплекс минералогических критериев оценки возраста коренных источников индикаторных минералов, показывает, что основное количество минералов лампрофиров происходит из неалмазноносных мезозойских источников. Однозначно определить возраст лампрофиров Чомполинского поля пока сложно. Изотопные датировки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом указывают на юрско-меловой возраст [1]. Однако, по геологическим данным более вероятен триасовый возраст, поскольку трубка Перевальная частично перекрыта юрскими отложениями, к тому же сохранившийся на данной территории юрский коллектор содержит комплекс индикаторных минералов.

Анабаро-Уджинское междуречье (северо-восток Сибирской платформы).

Индикаторные минералы изученной площади представлены пиропом и пикроильменитом. Большинство зерен пиропов имеют признаки гипергенной коррозии. На пиробах из бассейнов рек Уджа и Маят она, как правило, практически не видна в бинокляр, но применение сканирующего электронного микроскопа позволяет увидеть слабые ее проявления практически на всех зернах. В бассейнах рек Биллях и Эбелях практически все пиробы представлены хорошо развитыми кубоидами.

Степень докоррозийного износа разная – от слабой до предельной, что связано с локальными различиями условий механического износа, в целом характерными для внутриконтинентальных мелководных морей [5].

Зерна пиропов, по морфологическим особенностям соответствующие продуктам прямого современного размыва кимберлитов, не обнаружены, все пиробы переотложены из ранее существовавших коллекторов.

Степень механического износа пикроильменита варьирует от визуально нефиксируемой до предельной с формированием псевдогексагональных табличек. Преобладает средняя степень механического износа.

Распределение составов гранатов для всех районов Анабаро-Уджинского междуречья соответствует среднепалеозойским источникам. В небольшом количестве присутствуют гранаты алмазной ассоциации.

Всего в шлиховых пробах найдено 179 алмазов. Большинство из них соответствуют по морфологии кимберлитовым, это октаэдры и кристаллы переходной формы.

Комплекс минералогических критериев оценки возраста коренных источников индикаторных минералов показывает, что основное количество кимберлитовых минералов происходит из среднепалеозойских коренных источников. Присутствие в пробах гранатов алмазной ассоциации, а также широкая распространенность алмазов кимберлитового типа, свидетельствуют об алмазоносности коренных источников.

Заключение

Использование комплекса критериев оценки возраста по индикаторным минералам из ореолов [8] позволило надежно обосновать возраст коренных источников для ряда изученных площадей: на Анабаро-Уджинском междуречье, участках Тарыдак и Мирюга в бассейне р. Подкаменная Тунгуска представлены ИМК типичные для среднепалеозойских коренных источников, а на севере Оленекского поднятия и в Чомполинском поле – для триасовых. Наиболее перспективной на обнаружение среднепалеозойских алмазоносных кимберлитов является Анабаро-Уджинская площадь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nikolenko E.I., Lobov, K.V., Agashev A.M., Sharygin I.S., Nikolenko A.M. 40Ar/39Ar geochronology and new mineralogical and geochemical data from lamprophyres of Chompolo field (South Yakutia, Russia) // *Minerals*. – 2020. – V. 10. - №. 10. – P. 886.
2. Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1973. – V. 40. – P. 39–52
3. Афанасьев В.П. Генезис пирамидально-черепитчатого рельефа растворения на гранатах пироп-альмандинового ряда // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*. – 1985. – Ч. 114. – вып. 1. – С. 73–80.
4. Афанасьев В.П. Типизация шлихо-минералогических поисковых обстановок Якутской алмазоносной провинции // *Сов. геология* – 1989. – № 1. – С. 24–33.
5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // *Геология руд. месторождений*. – 1999. – Т. 41. - № 3. – С. 281–288.
6. Афанасьев В.П., Николенко Е.И., Лобов К.В., Зольников И.Д., Картозия А.А., Глушкова Н.В. Геолого-геоморфологические особенности строения и история формирования Ямалахского горста (южная Якутия) // *Отечественная геология*. – 2020. – № 6. – С. 80-87.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб: 1:16000000. 1983 г. Атлас СССР. Карты природы. Геологическая карта // Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. – Москва. – 1983. – Стр. 86-87
8. Егорова Е.О., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. О среднепалеозойском кимберлитовом магматизме северо-востока Сибирской платформы // *Доклады Академии наук*. - 2016. - Т.470. - № 6. - С.692-695.

**МОДЕЛЬ ЗАВИСИМОСТИ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА ОТ
СОДЕРЖАНИЙ МЫШЬЯКА ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ
ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ЕЁ ПРАКТИЧЕСКОЕ
ПРИМЕНЕНИЕ**

Золотое оруденение Шилгонского рудного поля относится к золото-сульфидной формации. Главными минералами-концентраторами золота являются пирит и арсенопирит. Золото присутствует в основном в виде примеси в данных минералах-концентраторах, в меньшей степени в свободной форме в виде микровключений в этих же минералах. В пирите практически постоянна небольшая примесь мышьяка в количествах, не превышающих первых процентов [1].

При разрушении рудных тел и образовании почвенных отложений взаимосвязь содержаний Au и As сохраняется и находит отражение во вторичных ореолах рассеяния, что подтверждается результатами опробования в ходе работ ОАО «Янгеологии» 2012-2014 гг. – содержание Au в пробах имеет прямую корреляцию с содержанием As ($R=0,79$). По этим данным были выделены аномалии Au и As, большинство из которых пространственно сопряжены. На рудопроявлениях площади (Шилгон, Крутое, Артык) в 2013-2014 гг., а также на рудопроявлении Шилгон в 2021 г в областях распространения аномалий вкрест предполагаемого простираения рудных тел были пройдены каналы, по результатам бороздового опробования которых установлены повышенные содержания Au. Это подтверждает эффективность использования метода геохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния для обнаружения рудных тел на площади, что важно в связи с высокой задернованностью территории и, соответственно, трудностью обнаружения и прослеживания рудных тел по элювиально-делювиальным отложениям.

Предполагается, что Шилгонская рудная зона продолжается на северо-восток от рудопроявления Шилгон. В этой части площади в 2021 г АО «Якутсгеологией» было проведено опробование по вторичным ореолам рассеяния. По результатам данных работ были выделены геохимические аномалии Au и As. Аномалии As по уровню содержаний и простираению аналогичны аномалиям, выделенным по результатам работ 2012-2014 гг.

Аномалии Au, выделенные по данным 2021 г в северо-восточной части площади, существенно отличаются от аномалий Au, выделенных по данным 2014 г на известных рудопроявлениях. Они пространственно не совпадают с аномалиями As, имеют низкие содержания (0,002 г/т) и в основном

являются профильными. Высокие содержания (0,5 г/т) обнаружены преимущественно в единичных пробах, хаотично распределенных по площади.

Всё перечисленное выше ставит достоверность аномалий Au, выделенных по данным 2021 г., под сомнение. В связи с этим на основе корреляционной зависимости содержаний Au от содержаний As, выявленной по данным 2014 г. было построено несколько математических моделей. По итогам сравнения реальных и расчётных содержаний для проб, отобранных в ходе работ 2012-2014 гг. [1] была выбрана наиболее точная модель. Т.к. участок геохимических работ 2021 г. расположен вблизи рудопроявления Шилгон, можно предположить, что взаимосвязь содержаний Au и As сохраняется, что делает возможным использование выбранной модели для получения расчётных содержаний Au и выделения аномалий по ним.

Интерес представляют две наиболее интенсивные пространственно сопряжённые аномалии As и Au, находящиеся вблизи крупных разломов субширотного простирания. Разломы такого простирания являются рудоконтролирующими для данной площади. По ним предлагается провести повторное геохимическое опробование, которое позволит выполнить две задачи:

- проверить работоспособность выбранной модели, сравнив реальные и расчётные содержания Au
- оценить перспективы этих аномалий на золотое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданович Ю.И., Айриян А.С. и др. Поисково-ревизионные работы на золотое и золото-сурьмяное оруденение на северо-западном фланге Дулгалахской минерагенической зоны (Республика Саха, Якутия). Батагай: ОАО «Янгеология». 2014.

Видавский В.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

**Научные руководители работы: Бондаренко Н.В., зав. отделом;
Шатилова Л.В., с.н.с.**

МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА ЫЛЭНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)

Ылэнский рудный узел расположен на северо-западном фланге Яно-Колымской металлогенической зоны в осевой части Иньяли-Дебинского мегасинклинария и приурочен к участку пересечения зоны Бургандинского глубинного разлома с серией разрывов северо-восточ-

ного простираения. На площади известны рудопроявления золото-сульфидного и золото-кварцевого типов, ведется разработка россыпей золота. С 2020 года на площади рудного узла ФГБУ «ЦНИГРИ» проводит исследования вещественного состава руд и околорудных метасоматитов с целью разработки прогнозно-поисковых моделей золотого оруденения. Основными целями типоморфных исследований золота, выполненных авторами, являлись типизация руд, а также разработка геолого-поисковых моделей золотого оруденения изучаемой площади.

В геологическом строении Ылэнского рудного узла принимают участие терригенные отложения мередуйской свиты средней юры. Они представлены переслаиванием углеродистых песчано-глинистых сланцев, алевролитов и серых мелкозернистых песчаников. Породы смяты в крупные линейные складки северо-западного простираения. Крылья складок осложнены структурами более высоких порядков вплоть до мелкой пloyчатости. Углы падения крыльев складок составляют 40-75°. Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями различной ориентировки. Разрывы северо-западного простираения, составляющие зону Бургандинского регионального разлома, субсогласны с простираением складчатых структур и представлены сериями сближенных кулисообразно сочленяющихся сбросов и взбросо-сдвигов. Протяженность разрывов достигает первых десятков км, а амплитуды вертикальных смещений по ним достигают первых сотен м. В разрывах этого направления часто локализованы кварцевые жилы и зоны жильно-прожилкового окварцевания с золоторудной минерализацией. Мощность кварцевых жил колеблется от 0,05 м до 1,0-2,0 м, зон окварцевания – от первых метров до десяти метров. По простираению жилы прослеживаются на 20-30 м, протяженность прожилковых зон достигает первых км.

Содержание золота в кварцево-жильных образованиях, по данным штуфного опробования, колеблется от долей г/т до сотен г/т. Наибольшей золотонасностью обладают участки сочленения разрывных структур северо-западной ориентировки с субширотными нарушениями. Убогая золоторудная минерализация приурочена также к окварцованным дайкам кислого и среднего состава.

Для изучения типоморфных признаков были выделены монофракции самородного золота из минералогических проб, отобранных с известных рудных объектов Ылэнского рудного узла (рис. 1). Исследования включали в себя: описание морфологии выделений, определение составов зёрен, изучение поверхности и внутреннего строения методом ступенчатого травления.

Морфологические особенности выделений самородного золота изучались при помощи оптической и электронной микроскопии. Всего было изучено 43 зерна самородного золота с проявлений: Прямой-У-кромный, Ярд и Труд-2, которые относятся к объектам золотого-кварцевой малосульфидной рудной формации пирит-арсенопиритового типа. Основными морфологическими видами золота (Николаева и др., 2015) являются: трещинно-прожилковые, комковидные и цементационные, интерстициальные, гемиидиоморфные, кристаллы и их сростки.

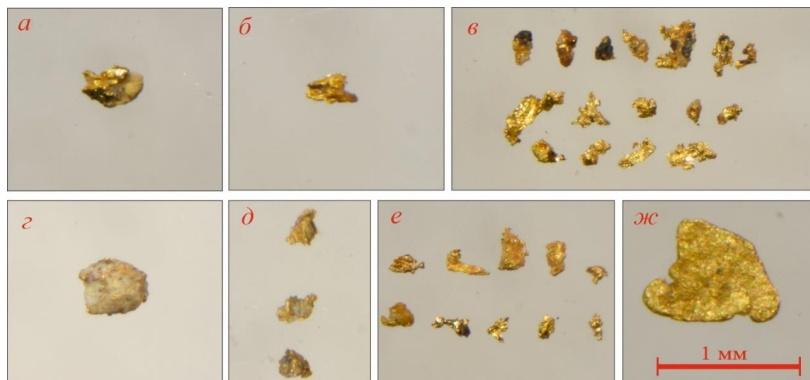


Рис. 1. Золото из протолочных и минералогических проб: а – некорродированное интерстициальное золото рудного облика в сростании с кварцем (пр. К-205-1); б – неокатанное зерно пластинчатой формы с мелкими интерстициальными выступами, с включением ожелезнённого кварца (пр. К-205-3); в – золото «рудного» облика: комковидно-ячеистое, цементационное, тонкопластинчатое с интерстициальными выступами и гемиидиоморфное зерно в сростании с окисленными сульфидами и кварцем (пр. К-206-1); г, д – слабо обмятое комковидно-цементационное золото в сростании с тонкозернистым кварцем (г), комковидно-цементационное и гемиидиоморфное золото в сростании с кварцем и полуокисленными сульфидами (д) (пр. РЧ 301); е – золото «рудного» облика комковидно-интерстициальное, цементационное и пластинчатое с некорродированной поверхностью, часто в сростании с кварцем, и полуокатанное(?) гемиидиоморфное золото в пленке гидроксидов железа (пр. К-2031-1); ж – хорошо окатанное пластинчатое золото с шагреневой поверхностью (пр. 6104-1). Масштаб для всех выделений. Фото с.н.с ФГБУ «ЦНИГРИ» Шатиловой Л.В.

Трещинно-прожилковый морфологический вид. Для выделений золота данного типа характерн пластинчатый до толстопластинчатого обли, часто отмечаются интерстициальные выступы (рис. 2)

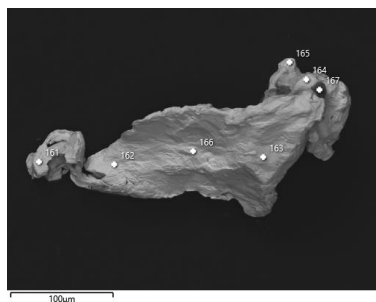


Рис. 2. Пластинчатое золото трещинно-прожилкового морфологического вида (проба 2031-1). Электронная микроскопия BSE (ИГЕМ РАН).

Поверхность гладкая, ячеистая, ямчатая и ямчато-микробугорчатая, с отпечатками вмещающих минералов. Обычно золото выполняет трещины и литологические неоднородности вмещающей породы, достаточно часто наблюдается выстраивание цепочек выделений вдоль контактов жильного кварца с развальцованными ксенолитами вмещающих алевролитов.

Комковидный морфологический вид. Для выделений золота этого типа характерны угловатые, паукообразные, ячеистые и петельчатые формы. Поверхность зёрен ячеистая, ячеисто-бугорчатая, ямчато-ячеистая, ровная, иногда микробугорчатая, характер поверхности определяется отпечатками вмещающих минералов.

Золото данного морфологического вида присутствует в минерализованных зонах дробления (Петровская, 1973).

Следует отметить, что для данного морфологического вида на рудных объектах Ылэнского рудного узла характерны многочисленные комбинации с другими морфологическими видами, образованием гибридных типов: комковидно-интерстициального и комковидно-цементационного.

Формирование гибридных типов золота совместно с комковидным морфологическим видом, характерным для минерализованных зон дробления, подчеркивает тесную взаимосвязь золото-сульфидного оруденения этих зон с более поздним золото-кварц-малосульфидным типом оруденения. Следует отметить, что, как правило, жильно-прожилковые зоны, относящиеся к золото-кварц-малосульфидному типу оруденения, локализуются в минерализованных зонах дробления, приобретая в структурно-морфологическом отношении стержневой характер по отношению к зонам дробления.

Интерстициальный морфологический вид золота характеризуется часто линзовидными неправильными выделениями с многочисленными отпечатками других минералов. Поверхность зерен, как правило, ровная.

Для данного золота характерно отложение в интерстициях агрегатов, друзовых полостях и пустотах выщелачивания. Отличительной чертой является совместная кристаллизация, скорее всего, равновесная с другими минералами при отставании роста зерен золота.

Кристаллы и их сростки. Для этого золота характерны изометричные, искаженные (вытянутые или уплощенные), скелетные и расщепленные формы и ровная поверхность. Часто отмечаются отпечатки вмещающих минералов и ступени роста (рис. 3).

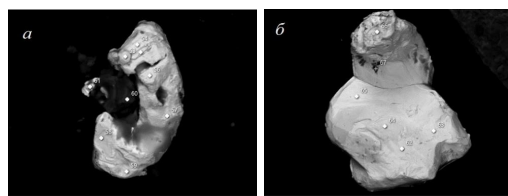


Рис. 3. Искраженный кристалл золота (а) и сросток кристаллов (б), т.н. 6092-3. Электронная микроскопия BSE (ИГЕМ РАН).

Условия образования выделений правильных форм предполагают наличие свободного пространства для формирования – пустот, каверн или миарол во вмещающих породах на момент воздействия на них гидротермально-метасоматических процессов. Не исключена кристаллизация золота этой формы из гелей и коллоидов.

Гемиидиоморфный морфологический вид золота представлен несовершенными кристаллическими формами с ксеноморфными окончаниями, прожилковыми и комковидными выделениями с ограниченными выступами и ответвлениями, ячеистыми сростками. Поверхность зерен ровная и мелкоячеисто-ямчатая, часто наблюдаются отпечатки компромиссных граней (рис. 4).

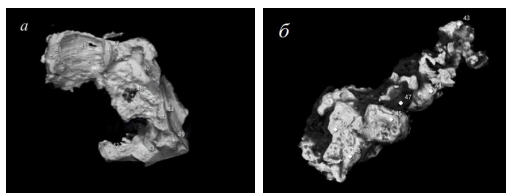


Рис. 4. Золото гемиидиоморфного морфологического вида (а, б- т.н. 9272-1). Электронная микроскопия BSE (ИГЕМ РАН).

Формирование золота данного типа отвечает условиям кристаллизации в неоднородных средах, при наложении гидротермально-метасоматических процессов на уже сформированные минеральные ассоциации. Гемиидиоморфные (или смешанные) частицы свидетельствуют об отложении в неоднородных средах при сочетании условий свободного роста или метасоматоза и выполнения трещин и межзерновых промежутков.

На поверхности выделений золота, независимо от форм, часто отмечаются тонкие поры выщелачивания, свидетельствующие о пребывании его в зоне гипергенеза.

Таким образом, по результатам исследования выделено шесть морфологических видов золота. Часть из них приурочена к минерализованным зонам дробления (комковидный и цементационный типы), остальные – к рудным зонам. Первичный анализ распространения морфологических видов золота на рудных объектах Ылэнского рудного узла показывает, что преобладают неправильные формы выделений – цементационные, комковидные, пластинчатые с интерстициальными выступами и интерстициальные. Гемиидиоморфные частицы в виде несовершенных кристаллов, также с интерстициальными ксеноморфными окончаниями играют резко подчиненную роль. Кристаллы и их сростки распространены в ограниченном объеме на всех объектах Ылэнского рудного узла. Золото неокатанное и рудного облика, рельеф поверхности его определяется наличием отпечатков вмещающих минералов. Часто отмечены сростания золота с кварцем и полуокисленными сульфидами. Очевидно, что все морфологические виды тесно связаны генетически, на взаимосвязь указывает комковидное и цементационное золото, характерное для минерализованных зон дробления в процессе наложения гидротермально-метасоматических процессов на уже сформированные парагенезисы, в том числе золоторудные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н., Яблокова С.В., Шатилова Л.В. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. Москва: ЦНИГРИ, 2015, 200 с.
2. Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формаций золотых руд СССР, М.: Госгеолиздат, 1960
3. Информационный геологический отчёт за 4 квартал 2021 г. по объекту: «Изучение вещественного состава руд и окорудных метасоматитов и разработка прогнозно-поисковых моделей золоторудных проявлений Ылэнского рудного узла (Республика Саха (Якутия))». Москва: ЦНИГРИ, 2021, 119 с.

**Вьюкова А.М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»),
Зыкова Е.Д. (ФГБОУ ВО МГРИ)**

СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ШЛИХОВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОРА И УЧАСТКА АТЫКАН

Работа посвящена сравнению минерального состава илиховых проб месторождения Лора и участка Атыкан. По итогам анализа сделаны предположения о возможности нахождения рудных тел на перспективном участке Атыкан.

Ключевые слова: месторождение Лора, Атыкан, минеральный состав илихов.

Медно-молибден-порфировое месторождение Лора и участок Атыкан находятся на п-ове Кони-Пьягин, в 120 км к востоку от г. Магадан, на побережье залива Бабушкина (рис. 1). Оба участка находятся в пределах Накхатанджинского рудного узла Кони-Тайгоносской металлогенической зоны. В качестве основного элемента строения территории Накхатанджинского РРУ выступает Мэлдекская интрузивно-купольная структура, сложенная породами двух вулканоплутонических поясов (ВПШ) – Удско-Мургалевского базальтоидного ($J_3 - K_1$) и наложенного на него Охотско-Чукотского ($K_{1,2}$).

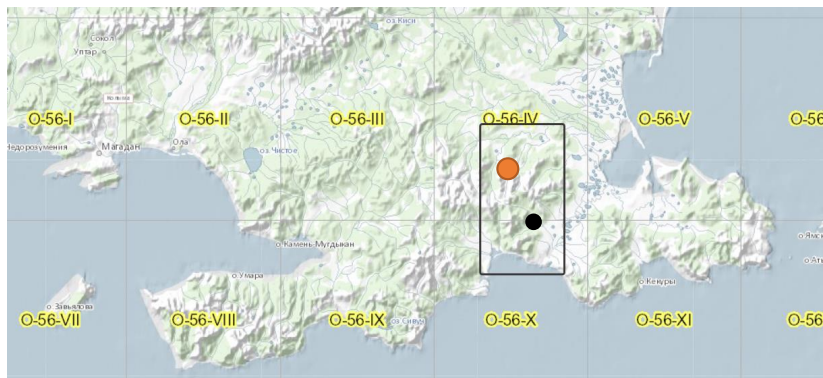


Рис. 1. Расположение участков (Атыкан - •, Лора - •).

Месторождение Лора расположено на плосковершинном водоразделе рр. Накхатанджа, Мэлдек, Халанчикан, в 18-20 км от зал. Бабушкина. Оруденение приурочено к северной части гранитоидного Средненского

интрузивного массива – Мэлдекской интрузивно-купольной структуре. Рудоконтролирующие разломы имеют меридиональное северо-западное направление, рудные тела также падают на северо-запад. Для месторождения характерны турмалинизация, грейзенизация, сульфидизация и окварцевание. Рудное поле месторождения сложено породами 4 фазы магаданского комплекса - кварцевыми диорит-порфиритами и эруптивными брекчиями. Эти раннемеловые гранодиориты, кварцевые диориты, тела эруптивных брекчий и вмещающие вулканические образования являются рудовмещающими для молибден-меднопорфировых проявлений. Также в околорудных метасоматитах - аргиллитизированных и пропилитизированных зонах - обнаруживаются характерные для меднопорфировых месторождений ореолы рассеянной сульфидизации (пиритизации). В краевой северо-восточной части Средненского магматогенного свода находится золотосодержащая Cu-Mo-порфировое месторождение Лора. В обрамлении свода расположены Au-Te-Bi объекты в турмалин-мусковитовых грейзенах и участок с золото-сульфидной минерализацией. На большем удалении располагаются Au-Ag рудопроявления и в 60 км северо-западнее еще одно Au-Ag рудопроявление [1].

Участок Атыкан находится в 7 км от побережья (залив Бабушкина) на водоразделе рр. Мэлдек и Бабушкина в верховьях одноименного ручья. Участок выделен по результатам литохимических поисков. На территории участка распространены позднеюрские и раннемеловые отложения атыканской и сигланской свит и мэлдекской и апкитской толщ, представленные андезитовыми туфами, дацитами, риолитами базальтами, с переслаиваниями туфов, песчаников и гравеллитов. Также для отложений характерно преобладание лав над туфами. Территория разделена на блоки ортогональной системой разломов субмеридионального и субширотного направлений. Поперечный субвулканический комплекс, прорывающий сигланскую свиту, представлен дайками риолитов, риодацитов, дацитов, андезитов, микродиоритов и базальтов. На участке встречаются проявления окварцевания, сульфидизации и пропилитизации интрузивных пород. На периферии участка известны проявления грейзенов (правый берег р. Мэлдек). Эти отложения общей мощностью более 1500 м перекрывают южное крыло Средненского интрузивного массива (южнее м-я Лора) [2]. В ходе работы нами был проведен сокращенный полуквалификационный минералогический анализ шлихов проб с площади месторождения Лора и участка Атыкан, результаты представлены в виде сводной таблицы (таб. 1).

Минеральный состав шлихов с площади распространения интрузивных пород (на участке кварцевых гранодиорит-порфиров Атыкана и месторождении Лора) сходен по содержанию следующих минералов:

магнетит, окислы железа, эпидот, гематит, пирит, амфиболы. При этом на Лоре обнаружены минералы, которые не характерны для Атыкана: ильменит, слюды (биотит-флогопит), пирротин, гранаты, рутил-брукит. Метасоматические изменения на месторождении Лора и участке Атыкан накладываются на кварцевые гранодиориты и вулканогенно-осадочную толщу соответственно. Для пропилитизированных пород толщи характерно различие в минеральном составе: на участке Атыкан нет проявлений сульфидизации, в отличие от Лоры, но при этом в роговиках Атыкана, наоборот, она присутствует (таб. 1).

По результатам проделанной работы можно сделать следующий вывод, что на месторождении Лора метасоматические процессы проявлены интенсивнее, эрозионный срез глубже, рудное тело гораздо ближе к поверхности. В шлихах по месторождению Лора мы наблюдаем более сложный состав, отражающий состав всех происходивших в пределах Лоры метасоматических процессов. В то время как на Атыкане наблюдается более простой состав шлихов, соответственно, более слабые метасоматические изменения, вероятно, связанные с тем, что интрузивное тело может быть меньшего размера и залегает на значительной глубине, что дает меньшую по площади зону сульфидизации на дневной поверхности.

Таблица 1.

Сравнение перспективного участка Атыкан и месторождения Лора.

Породы на м-я Лора [1]	Минеральный состав пород м-я Лора [1]	Минеральный состав шлихов уч. Лора	Породы на уч. Атыкан	Минеральный состав шлихов уч. Атыкан
Вмещающие породы				
Гранодиорит-порфири-ты	Магнетит, халькопирит, пирит, молибденит, пирротин, марказит, борнит, сфалерит, галенит, теннантит, арсенопирит, пентландит, силванит, гессит, петцит	Ильменит, магнетит, слюды (Bt, Phl), пирит, окислы железа, (пирротин, эпидот, гранат, рутил, амфибол, гематит, брукит)	Кварцевые гранодиорит-порфири-ты (полевое определение)	Окислы железа, амфибол, эпидот, гематит, магнетит, пирит
Роговики, гнейсы	Амфибол, мусковит		Роговики	Ильменит, окислы железа, амфибол, эпидот, гематит, магнетит, пирит
Не встречены			Юрские вулканогенно-осадочные породы	Ильменит, окислы железа, гематит, магнетит, пирит, турмалин, гематит, кварц

Породы на м-я Лора [1]	Минеральный состав пород м-я Лора [1]	Минеральный состав шлихов уч. Лора	Породы на уч. Атыкан	Минеральный состав шлихов уч. Атыкан
Не встречены			Базальты	Ильменит, окислы железа, пирит, амфибол, эпидот
Нерудные метасоматиты				
Вторичные кварциты	Кварц, окислы железа и марганца, пирит		Вторичные кварциты	Магнетит, ильменит, окислы железа, пирит, эпидот
Турмалиновые грейзены	Турмалин, хлорит, эпидот, кварц, пирит	Ильменит, магнетит, слюды (Bt, Phl, Mus), амфибол, окислы железа, (турмалин, пирротин)	Не встречены	
Рудные метасоматиты				
Пропилиты	Пирит, пирротин, хлорит, эпидот, кальцит, альбит, цеолиты, актинолит, кварц, гематит		Пропилиты	Магнетит, ильменит, окислы железа, амфибол, эпидот, гематит, кварц
Аргиллизиты		Ильменит, магнетит, слюды (Bt, Phl, Mus), амфибол, окислы железа, (пирит, пирротин)	Не встречены	
Серицит-кварцевые, серицит-ортоклаз-кварцевые и биотит-ортоклаз-кварцевые метасоматиты	Серицит, биотит, ортоклаз, кварц, пирит, магнетит, молибденит	Ильменит, магнетит, слюды (Bt, Phl), амфибол, окислы железа, сульфиды Cu (пирротин, пирит, гематит, эпидот, сфен, циркон, гранат, брукит, рутил)		

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колова Е.Е., Савва Н.Е. Соотношение медно-молибден-порфирового и золотого оруденения на п-овах Кони и Пьягина (Северное Приохотье)/ Е.Е. Колова, Н.Е. Савва// Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2008 г. – №4. – 2-15.
2. Шубин С.А. Отчет о поисковых работах в Накхатанджинском рудном узле в центральной части полуострова Кони-Пьягина на площади 5250 км². Магадан. 2005 г.

**НАКОПЛЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЙ-ВЕНДСКОЙ
МЕДЕНОСНОЙ МОЛАССЫ В ПРЕДЕЛАХ ИГАРСКОГО
ПАЛЕОРИФТОГЕННОГО РАЙОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Внутриконтинентальные рифтовые зоны древних платформ, в том числе и Сибирской платформы, заложившиеся в раннем протерозое, активно развивались в рифее на протяжении 500 млн лет (до 1 млрд лет), затем после паузы регенерировались в среднем палеозое, а иногда и в мезозое. Общая длительность времени их развития достигала 1,5 млрд лет, а режим тектонического развития не сохранялся постоянным и периоды их растяжения сменялись фазами сжатия. Рифтовый процесс в Игарском рифтогенном районе остановился на средней стадии, когда произошел разрыв сплошности коры с образованием коры океаноидного типа [3]. В геотектоническом отношении район расположен в зоне сочленения структур северо-западной части Сибирской платформы и Енисейской складчатой области [2]. В металлогенической систематике Игарский район является составной частью Приенисейской меденосной провинции Восточно-Сибирского меденосного пояса [10].

Характерной чертой докембрийско-раннепалеозойских отложений Игарского района является отчетливо выраженное трехчленное строение. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи района по вещественному составу и структурным особенностям делятся на три структурных яруса (этажа), разделенных региональными несогласиями и отвечающих крупным этапам геологического развития территории: геосинклинальному (ранне-среднерифейскому), орогенному (позднерифейскому) и платформенному (вендско-раннепалеозойскому). Указанные этапы геологического развития характерны для всей Сибирской платформы, им соответствуют ярусы, выделенные на Тектонической карте Сибирской платформы масштаба 1:500000: неопротозойский (1600-900 млн. лет), эпипротозойский (900-620 млн. лет), вендско-нижнепалеозойский (620-500 млн. лет) [7].

В данной работе рассматриваются приграничные отложения Чернореченской и Излучинской свиты верхнего рифея и Гравийской свиты нижнего венда.

Чернореченская свита (R_3cr) выделена С.П. Микуцким в бассейне р. Черной. Свита представлена: в основании – базальными конгломератами, сложенными обломками подстилающих пород; далее снизу вверх по разрезу – доломитами; глинистыми и песчанистыми известняками; до-

ломитовыми известняками, с прослоями глинистых сланцев, мергелей; глинистыми сланцами с прослоями карбонатно-терригенных пород. Отмечены прослои брекчий, также широко распространены известняковые песчаники – калькарениты [8]. Формирование осадков чернореченской свиты, вероятно, происходило в предгорном прогибе на фоне общей трансгрессии. Найденные знаки ряби и трещины усыхания свидетельствуют о мелководности бассейна. Вещественный состав толщи и геохимические особенности глинистой фракции указывают на накопление осадков в нормальных морских условиях [1]. К концу формирования осадков свиты наступает инверсионная стадия развития прогиба. Многочисленные следы подводных оползней, размывов и внутриформационных брекчий указывает на обмеление бассейна.

Излучинская свита (R_3iz) выделена В.И. Драгуновым на р. Сухарихе, в районе большой излучины. Свита представлена (снизу вверх): известковыми алевролитами с прослоями известняков; красноцветными алевропелитами с прослоями песчаников, красноцветными полимиктовыми песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов [5]. Состав и последовательность отложений в разрезе указывают на регрессивный характер осадконакопления. По-видимому, осадконакопление происходило в прибрежно-континентальных дельтовых условиях, в опресненной водной, при аридном климате.

Гравийская свита (V_{gr}) также выделена В.И. Драгуновым и представлена (снизу вверх): красноцветными конгломератами и гравелитами; красноцветными полимиктовыми песчаниками; алевролитами и аргиллитами с утонением терригенного материала вверх по разрезу [5]. Первоначально ее отложения относились к верхам Излучинской свиты, однако трансгрессивный характер осадконакопления, широкое площадное распространение конгломератов, связанное с крупным региональным перерывом, а также угловое несогласие позволили выделить отложения Гравийской свиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения [4]. У горных подножий формировались пояса пролювиальных и речных вееров, озерные осадки, которые сменялись по латерали разнообразным комплексом дельтовых образований, включающим осадки эвапоритовых заливов и лагун, и подводно-дельтовых конусов выноса [13]. Пестро-красноцветные отложения Гравийской свиты выполняли компенсационную предгорную впадину вблизи одного из блоков Игарского выступа, который разрушался в период вендской активизации [6].

Из вышеописанных отложений Чернореченской, Излучинской и Гравийской свит можно выделить молассовую формацию, состоящую из нижней субформации – преимущественно морской молассы,

соответствующей отложениям Чернореченской свиты (нижняя моласса) и верхней субформации – преимущественно континентальной молассы, соответствующей отложениям Излучинской и Гравийской свит (верхняя моласса). В то же время региональный перерыв на границе Излучинской и Гравийской свит (рифей-венда), а также смена характера осадконакопления (регрессия-трансгрессия) позволяют отнести Гравийскую свиту к началу плитной стадии тектонического развития территории и платформы в целом, т.к. ранневендские трансгрессивные отложения имеют повсеместное распространение на Сибирской платформе.

Данные о геологическом строении Игарского района, полученные в результате исследований Баженовой Т.К., Вотаха С.А., Драгунова В.И., Косыгина Ю.А., Люлько В.А., Малича Н.С., Микуцкого С.П., Мирошникова А.Е., В.Ф. Ржевского, Савицкого К.А., и других исследователей позволяют выделить в Игарском меднорудном районе геолого-промышленный тип медистых песчаников и сланцев стратиформной генетической группы. Медная минерализация, представляющая практический интерес, приурочена к пестро-красноцветным толщам излучинской свиты верхнего рифея и гравийской венда [9, 11, 12].

В истории Земли выделяются три основных периода концентрации меди: позднедокембрийский, позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Максимум концентраций меди связан с отложениями позднего протерозоя (поздний рифей-венд). Масштабы оруденения для протерозойской эпохи меденакопления составляют 55 % (в том числе для позднепротерозойской 41%) от общих ресурсов медистых песчаников и сланцев [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акульшина Е.П., Евтушенко В.М., Писарева Г.М. Глинистые минералы древнейших осадочных толщ Игарского района и бассейна р. Оленек //Литология и геохимия докембрия. – Новосибирск: Наука, 1970. С.85-107
2. Атласов И.П., Польшин Я.И. Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы // Тр. НИИГА. 1969. Вып. 14. С. 83-93.
3. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В. П. Орлов. Т. 3. Ред. Н. С. Малич. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с. (МПР РФ, РАН, ВСЕГЕИ).
4. Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. - М.: Наука, 1968. - 136 с.
5. Драгунов В.И. Туруханский и Игарский районы //Стратиграфия СССР. Верхний Докембрий. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 138-151.

6. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975. – 216 с.
7. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенетического анализа платформ. – М.: Недра, 1980. – 287 с.
8. Микуцкий С.П., Баженова Т.К., Ивлев Н.Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. - Л.: Гостоптехиздат, 1963. – 184 с.
9. Мирошников А.Е. Ржевский В.Ф., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосные горизонты верхнего докембрия Игарского района //Минералогия осадочных формаций Сибирской платформы и её складчатого обрамления: Сб.науч.тр. /СНИИГиМС, Новосибирск, 1980, вып. 277. С. 22-29.
10. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. -М.: Недра, 1983. - 414 с.
11. Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района // Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. - Новосибирск: Наука, 1980. С. 81-84.
12. Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Новый Игарский меднорудный район Восточно-Сибирской меденосной провинции // Записки Забайкальского филиала Географического общества. Вып. СУ1: Тез.докл. – Чита, 1977. С. 42-43.
13. Шишкин Б.Б. Стратиграфия, литология и фации верхнедокембрийских и кембрийских отложений Игарского района. Автореф. дис. канд. геолого-мин. наук. – Новосибирск, 1970. – 22 с.

Грязнов Д. А. (ООО «ВИБРОТЕХНИК»)

ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ ТВЕРДЫХ ПРОБ ПРИ ПЕРЕРАБОТКЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ НА ПРИМЕРЕ РАБОТЫ ИСТИРАТЕЛЕЙ ВИБРАЦИОННЫХ

Рассмотрены особенности работы Истирателей вибрационных ИВ 3М и ИВ 1 при изменении параметров: объем загрузки чаши, конфигурация мелящих органов в чаше, амплитуда/частота колебаний платформы.

Изложено, как изменение указанных параметров влияет на производительность процесса измельчения материалов.

Ключевые слова: пробоподготовка, производительность измельчения, Истиратель вибрационный.

Лабораторное оборудование, производимое ООО «ВИБРОТЕХНИК», применяется для пробоподготовки в горнодобывающей, металлургической, строительной, химической, фармацевтической отраслях.

Разрабатываемое ООО «ВИБРОТЕХНИК» оборудование позволяет измельчать материалы традиционным (механическим) способом. Технологические возможности компании позволяют также проводить granulometricкий/фракционный анализ проб [7].

Максимально возможная исходная крупность материала для технологической цепочки агрегатов дробильно-сократительного комплекса – 110 мм.

Рассмотрен процесс тонкого (более 85% -71 мкм) [8] истирания, являющийся универсальным для различного минерального сырья.

Представлены способы повышения производительности истирателей вибрационных:

1. Соблюдение рассчитанного соотношения между объемом загружаемой в чашу пробы и продолжительностью процесса её измельчения [3];
2. Использование специальной конфигурации «ролик-кольцо» мельющих органов внутри чаши [1];
3. Изменение амплитуды [4] и частоты [2] колебаний платформы Истирателей.

Использование данных способов на Истирателях ИВ 3М [6] и ИВ 1 [5] позволяет также корректировать параметры процесса истирания индивидуально для различного минерального сырья;

В лаборатории ООО «ВИБРОТЕХНИК» проведен ряд испытаний, доказывающих увеличение производительности процесса измельчения материалов на Истирателях ИВ 3М и ИВ 1 при применении представленных способов (табл. 1).

Таблица 1
Численные значения роста производительности

Способ	Увеличение производительности*, %
Изменение конфигурации мельющих органов	до 78
Сочетание объема загрузки и времени измельчения	до 70
Изменение частоты колебаний платформы	до 8
Изменение амплитуды колебаний платформы	≈ 1
*Производительность процесса измельчения материалов рассчитана для проб, измельченных до крупности частиц менее 71 мкм с допустимым недоизмельчением 10%, [проб/час]	

Проведенные испытания показали, что улучшаются характеристики не только индивидуальной работы стирателей, но и, как следствие, всей технологической цепочки агрегатов дробильно-сократительного комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ИВ 3М-33. Протокол испытаний ООО «ВИБРОТЕХНИК».
2. ИВ 3М-36. Протокол испытаний ООО «ВИБРОТЕХНИК».
3. ИВ 3М-37. Протокол испытаний ООО «ВИБРОТЕХНИК».
4. ИВ 3М-39. Протокол испытаний ООО «ВИБРОТЕХНИК».
5. Стиральщик вибрационный ИВ 1. Руководство по эксплуатации. ВТ-809.00.000 РЭ, 2021. – 16 листов.
6. Стиральщик вибрационный ИВ 3М. Руководство по эксплуатации. ВТ-818.00.000 РЭ, 2021. – 20 листов.
7. ОСТ 41-08-249-12. Подготовка проб и организация выполнения исследований химического состава минерального сырья.
8. Технология обогащения руд цветных металлов [Электронный ресурс]: конспект лекций / Н. К. Алгебраистова, А. А. Кондратьева. – Электрон. дан. (5 Мб). – Красноярск: ИПК СФУ, 2009.

Гудимова А.И., Агашева Е.В. (ИГМ СО РАН)

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ ВЫСОКОАЛМАЗОНОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ): ДАННЫЕ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ КСЕНОКРИСТОВ ХРОМДИОПСИДА И ГРАНАТА ИЗ КРАТЕРНОЙ И ДИАТРЕМОВОЙ ЧАСТЕЙ ТРУБКИ

Комплексное изучение минералов-индикаторов кимберлита, в частности составов хромсодержащего граната пиропового состава и хромдиопсидов, позволяет выявлять главные характеристики литосферной мантии: состав, строение, глубину залегания нижней границы и мощность «алмазного окна», параметры температуры и давления и, соответственно, определять тепловой режим литосферной мантии на момент кимберлитового магматизма.

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба (372 ± 8 млн. лет [1]) является частью масштабного верхнедевонского-каменноугольного этапа (390-340 млн. лет) основного и ультраосновного магматизма в Архангельской алмазонасной провинции. Особенностью данной трубки является высокая

алмазоносность (0,93-1,27 кар/т в диатремовой части [2]), а также большое количество слабоизмененных мантийных пород и ксенокристов по сравнению с другими кимберлитовыми объектами ААП.

Целью работы являлось 1) сравнение составов гранатов из диатремовой и кратерной части трубки; 2) определение соотношения типов пород, участвующих в строении литосферной мантии; 3) уточнение глубины нахождения нижней границы литосферной мантии, мощности «алмазного окна» и ее температурного режима.

Методом случайной выборки было отобрано 1059 зерен гранатов и 824 зерна хромдиопсидов из концентрата минералов тяжелой фракции диатремовой части трубки и 802 зерна гранатов из кратерной части трубки. На основании цветовых характеристик, гранаты из диатремовой части были разделены на 4 группы: фиолетовые (46% от общего количества), красные (11%), оранжевые (21%) и красно-оранжевые (22%) (рис.1). Для установления парагенезисов гранатов были использованы классификации [3,4]. Преобладающая часть зерен фиолетовых гранатов (80%) относится к лерцолитовой ассоциации; красных и красно-оранжевых (50 и 45% соответственно) – к мегакристам; оранжевых (64%) – к ассоциации низкохромистых пироксенитов. Данные по всем гранатам из диатремовой части трубки указывают на то, что среди гранатов перидотитовой ассоциации преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса (47% от общего количества всех зерен) при подчиненном значении дунит-гарцбургитовых пиропов (11%), и редко встречаются пиропы из деформированных лерцолитов (0,7 %) и верлитов (0,4%). Полю гранатов дунит-гарцбургитовой «алмазной ассоциации» соответствует 4% гранатов от общей выборки (рис.2). Для трубки отмечается ранее не установленное [5] высокое содержание пиропов мегакристной (16%) и низкохромистой пироксенитовой (16%) ассоциаций. Доля гранатов эколлитового парагенезиса составляет 9%.

Гранаты из кратерной части были разделены на 3 группы: фиолетовые (38%), красные (21%) и оранжевые (41%). Процентное соотношение по парагенезисам коррелируется с таковым для гранатов из диатремовой части: большинство зерен фиолетовых гранатов (80%) относятся к лерцолитовой ассоциации; красных (58%) – к мегакристам; оранжевых (41%) – к ассоциации низкохромистых пироксенитов. Полю гранатов дунит-гарцбургитовой «алмазной ассоциации» соответствует 4% гранатов от общей выборки. Подтверждается высокое содержание пиропов мегакристной (22%) и низкохромистой пироксенитовой (19%) ассоциаций. Доля гранатов эколлитового парагенезиса составляет 11%.

По концентрациям Al_2O_3 и Cr_2O_3 и диаграммы [6], было определено, что из 831 зерен клинопироксенов 86% (712 зерен) являются хромди-

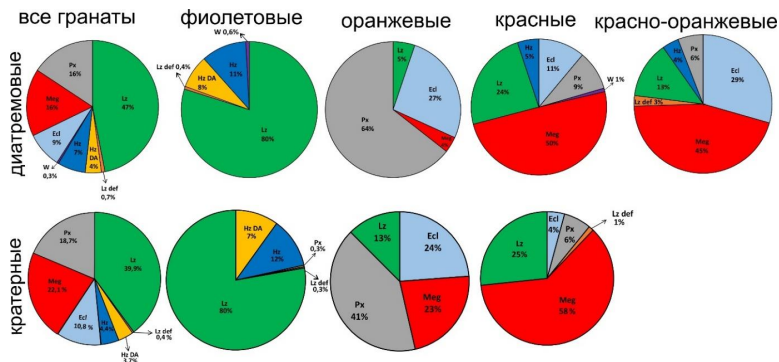


Рис. 1. Распределение парагенезисов гранатов (%) различных цветовых групп из кимберлитовой трубки им. В. Гриба на основании классификаций [3,4]. Lz – лерцолитовый/G9, Lz def–деформированные лерцолиты, Hz–гарцбургитовый/G10, Hz DA–гарцбургит-дунитовый «алмазная ассоциация»/G10DA, W–верлитовый, Meg–мегаакристы, Rхнизкохромистый пироксенитовый/G4, Ecl – эклогитовый/G3.

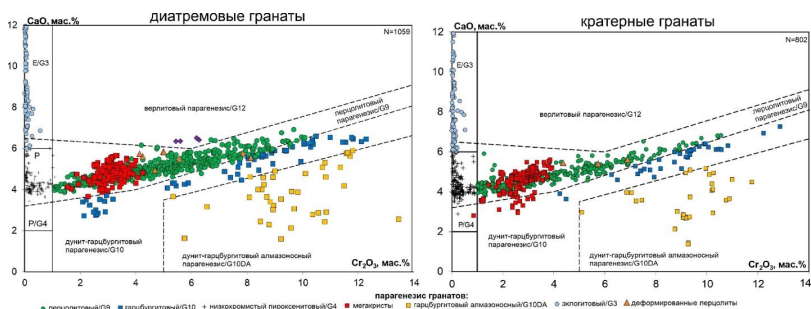


Рис. 2. Положение точек составов гранатов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба на диаграмме [3]. Поля ассоциаций эклогитов (E/G3) и низкохромистых пироксенитов (P/G4) проведены согласно [4].

опсидами из кратонных перидотитов ($0,5 < \text{Cr}_2\text{O}_3 < 3,4$ мас.%), 13% – диопсидами мегаакристовой ассоциации с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,5$ мас.%; 1% – хромдиопсидами из мантийных внекратонных перидотитов. Для расчета P-T параметров были использованы данные по составу хромдиопсидов, состав которых соответствует полю «кратонных перидотитов» (712 зерен), с использованием термобарометра [7] и рекомендаций [8]. В результате отбраковки, составы 75 зерен (10%) были использованы

для расчётных значений Р-Т параметров (рис.3): интервал Т от 710 до 1163°С и Р от 28 до 61 кбар, что соответствует интервалу глубин от ~90 до ~180 км. Значения Р-Т параметров соответствуют тепловому потоку 35-37 мВ/м² [9] в центральной части литосферной мантии (120-150 км) и от 37 до 40 мВ/м² в её верхних (<120 км) и нижних (>150 км) участках.

Для оценки параметра Т для гранатов был использован термометр [10], основанный на распределении концентраций Ni между сосуществующими в равновесии гранатом и оливином. Гистограмма распределения параметра T_{Ni} для гранатов из диатремовой части показана на рис.4. Большинство гранатов лерцолитового (72%), гарцбургитового (70%) и гарцбургит-дунитового «алмазного» (86%) парагенезисов соответствует диапазону температур от 900 до 1100°С, соответствующих полю стабильности алмаза. Для определения параметра Р для гранатов лерцолитовой, гарцбургитовой и низкохромистой пироксенитовой ассоциаций был использован метод проецирования полученных значений Т на геотерму 37 мВ/м² (рис.5А). Гранаты лерцолитового парагенезиса характеризуются широким диапазоном значений Т (720-1240° С) и Р (30-73 кбар), соответствуя интервалу глубины от ~90 до ~220 км; 100% гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса характеризуются параметрами Т от 900 до 1180° С и Р от 40 до 66 кбар, соответствуя интервалу глубины от ~120 до ~200 км, т.е. полю стабильности алмаза. Гранаты низкохромистой пироксенитовой ассоциации характеризуются самыми широкими вариациями Т (от 630 до 1250° С) и Р (26-75 кбар), соответствуя интервалу глубины от 75 до 225 км. Проецирование гранатов гарцбургитовой «алмазной» ассоциации из кратерной части на геотерму 37 мВ/м² показало 30-км интервал литосферной мантии. У гранатов из диатремовой части этот интервал равен 50 км.

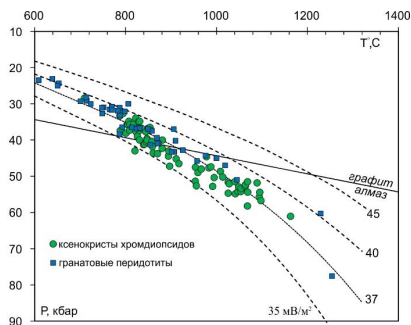


Рис. 3. Расчётные Р-Т параметры по [7] для хромдиопсидов. Тепловые потоки по [9].

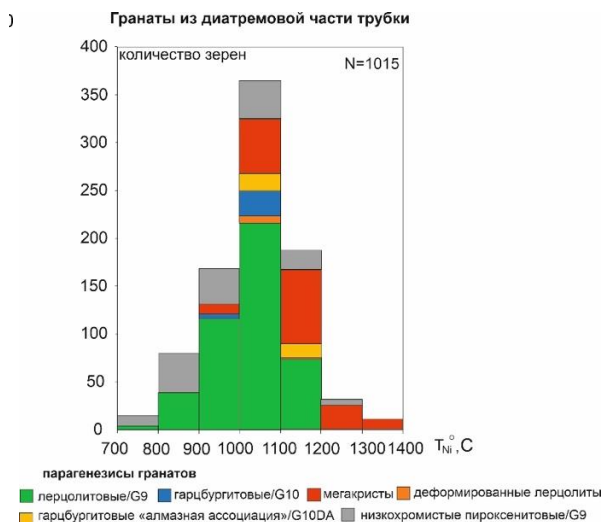


Рис. 4. Гистограмма распределения параметра T_{Ni} по [10] для гранатов лещолитовой, гарцбургит-дунитовой, низкохромистых пироксенитовой и мегакристной ассоциаций из трубки им. В. Гриба.

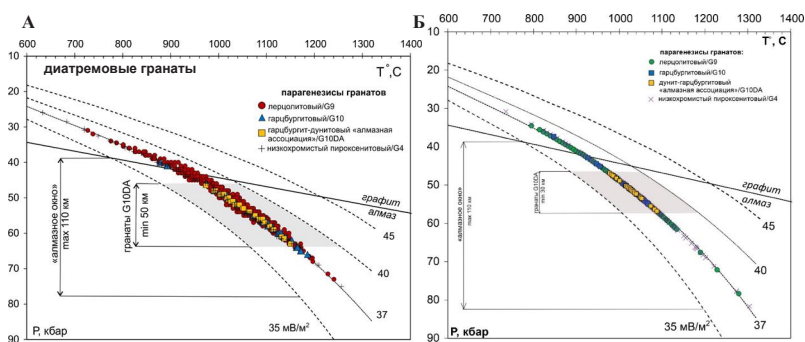


Рис. 5. Положение точек расчетных значений T_{Ni} по [10] гранатов лещолитовой, гарцбургит-дунитовой и низкохромистых пироксенитовой ассоциаций из диатремовой (А) и кратерной (Б) частей трубки им. В. Гриба на геотерме 37 МВ/м² [20]. Max и min – максимальные и минимальные значения мощности соответственно.

Полученные данные позволяют более детально охарактеризовать состав, строение и термальный режим литосферной мантии в районе высокоалмазоносной трубки им. В. Гриба на момент кимберлитового магматизма: зона перехода графит-алмаз может быть предположена при минимальных значениях T от 800 до 900° C, что соответствует глубине от 120 км. При проецировании параметра T_{Ni} на геотерму 37 мВ/м² максимальные значения P для гранатов определены как 63 кбар для гарцбургитовой «алмазной» ассоциации», 66 кбар для гарцбургитовой ассоциации и 73 кбар для лерцолитовой ассоциации, что соответствует глубине ~190, ~200 и 220 км соответственно. Таким образом, нижняя граница литосферной мантии в районе кимберлитовой трубки им. В. Гриба может находиться в интервале глубин 210-230 км. Мощность «алмазного окна» при условии термального режима 37 мВ/м² составит ~ 105 км; при этом, может быть установлено, что гранат содержащие лерцолиты и низкохромистые пироксениты представлены на всем участке литосферной мантии от ~70 до 210-230 км; гарцбургиты – в центральной и нижней частях литосферной мантии от ~120 до 200 км; гарцбургит-дуниты «алмазной ассоциации», т.е. потенциально алмазоносные породы, могут представлять пятидесятикилометровый интервал литосферной мантии от ~140 до ~190 км (рис.6). Расчетные значения T для гранатов ассоциации мегакристов и деформированных перидотитов свидетельствуют о расположении этих типов пород преимущественно в нижней части литосферной мантии (> 120 -130 км), но оценить глубину их нахождения затруднительно, так как они могут представлять значительно более прогретые локальные участки литосферной мантии. Также на данном этапе работ можно предполагать, что составы гранатов из кратерной и диатремовой части трубки по большей части соответствуют друг другу, что может быть учтено при выявлении основных характеристик литосферной мантии и оценке потенциальной алмазоносности магматических объектов на этапах поисково-оценочных работ.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 20-77-10018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Устинов В. Н., Неручев С. С., Загайный А. К., Анташук М. Г., Лобкова Л. П., Микоев И. И., Николаева Э. В., О'Брайан Х., Пелтонен П., Пенделяк Р. Н. Алмазоносность Севера Восточно-Европейской платформы. – Санкт-Петербург: Наука, 2021. – 409 с.
2. Шевченко С.С., Лохов К.И., Сергеев С.А., Богомолов Е.С., Антонов А.В., Лепехина Е.Н. Изотопные исследования во ВСЕГЕИ. Перспективы использования результатов в целях прогноза и поисков место-

рождений алмазов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее: Материалы научно-практической конференции, посвященной 50-летию открытия первой алмазоносной трубки «Зарница». – Санкт-Петербург: ВСЕ-ГЕИ, 2004. С. 383 – 387.

3. Canil D. The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – № 136. – P. 240–246.
4. Grütter, H.S.; Gurney, J.J.; Menzies, A.H.; Winter, F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos* 2004, 77, 841–857.
- Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – № 307. – P. 59–70.
5. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – № 139. – P. 541–554.
6. Ramsey, R.R.; Tompkins, L.A. The geology, heavy mineral concentrate mineralogy, and diamond prospectivity of Boa Esperanca and Cana Verde pipes, Corrego D'anta, Minas Gerais, Brazil. In *Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil, 18 June–4 July 1991*; Meyer, H.O.A., Leonardos, O.H., Eds.; CPRM Spec. Publ.: Brasilia, Brazil, 1994; pp. 329–345.
7. Shchukina E. V., Agashev A. M., Pokhilenko N. P. Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // *Geosci. Front.* – 2017. – № 8. – P. 641–651.
8. Sobolev, N.V.; Lavrentyev, Y.G.; Pokhilenko, N.P.; Usova, L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973, 40, 39–52.
9. Zibera L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V. G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *Am. Mineral.* – 2016. – № 101. – P. 2222–2232.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ НУРАТАУ)

В изучении Чармитанского рудного поля большой вклад внесли И.Х.Хамрабаев, В.А.Хренов, Ю.А.Майков, Р.В.Цой, Ю.К.Мелешкин, С.Ф.Редькин, С.И.Редькина, Х.С.Тилляев, А.А.Проскуряков, А.М.Глотов и др. Сведения о его геологическом строении, особенно в работах И.Х.Хамрабаева, П.Д.Купченко, А.А.Проскурякова, Х.С.Тилляева, З.А.Юдалеевича, В.А.Хорвата, Э.Б.Бергмана, Т.Ж.Тулегенова, М.М.Пирназарова, Н.Ф.Хамидуллаева, И.О.Хамроева, И.П.Шербаня, Р.В.Цоя, И.П.Иванова, А.И.Даутова и др.

В геологическом строении рудного поля принимают участие метаморфизованные осадочные породы джазбулакской и караташской свит среднеландоверийского и позднеландоверийско-венлокского возраста и гранитоиды Кошрабадского интрузива, верхнего карбона. Джазбулакская свита мощностью 250-300 м состоит из сланцев, алевролитов, песчаников с редкими линзами и прослоями туфогенных пород и известняков. Караташская свита мощностью 350-400 м, подстилающая породы джазбулакской свиты, представлена метаморфизованными песчаниками, сланцами с горизонтами кремней и известняков [3].

Кошрабадский интрузив в плане – кольцевой плутон клинообразной формы площадью 196 км² с относительно древним центральным штоком (рис. 1), [4].

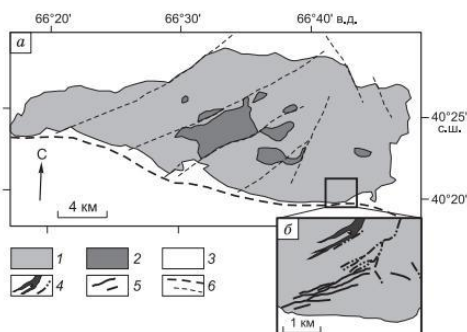


Рис. 1. Схема геологического строения Кошрабадского массива (а); схематическая карта золоторудного месторождения Гужумсай (б), по [Abzalov, 2007].

1 – граниты главной фазы; 2 – мафические породы; 3 – вмещающие породы; 4 – дайки гранитов; 5 – рудные тела; 6 – разломы.

В исследованиях было установлено, что носителями редких земель иттриевой группы на месторождении Урталик является резкоселективные в отношении иттербия (относящегося к тяжелому элементу иттриевой группы) апатиты, кальциты, иттербиевая известь, по-видимому, представляющая водный карбонат иттербия. В некоторых случаях в их составе вместе с иттербием развивается церий и лантаносодержащие разности, по-видимому реститового характера.

Апатиты Чармитанского рудного поля содержат иттербий в пределах 0,48-0,97% и иттрия 3,24-5,46 (табл.1).

Таблица 1. Химические составы иттербий содержащих апатитов Чармитанского рудного поля

Номера образцов/Точки анализов	Оксиды	P ₂ O ₅	CaO	Yb ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	SiO ₂	сумма
	220/21	43,66	53,67	0,81	0,76	-	32,78	98,9
	220/31	44,21	55,31	0,48	-	-	-	100
	220/3	44,08	54,59	0,73	0,6	-	-	100
	220/5	43,97	54,64	0,81	0,58	-	-	100
	220/6	43,96	54,82	0,76	0,46	-	-	100
	220/21	43,73	54,76	0,79	0,71	-	-	99,99
	250/16	40,52	54,24	0,81	0,21	3,24	-	99,02
	250/17	38,93	54,43	0,67	-	5,46	-	99,49
	250/3	41,3	53,15	0,63	0,63	-	32,37	95,71
	273/28	43,2	53,32	0,59	0,86	-	-	97,97
	273/17	44,12	54,86	0,76	-	-	-	99,74
	290/11	43,36	53,61	1,01	-	-	-	97,98
	290/21	43,9	53,95	0,97	0,23	-	-	99,05
	291/7	41,92	55,49	0,7	0,95	-	-	99,06
	294/87	43,38	53,77	0,61	-	-	-	97,76
	294/84	42,4	53,12	0,72	-	-	-	96,24

В некоторых случаях в их составе вместе с иттербием развивается церий и лантансодержащие разности (табл. 2).

Таблица 2.
Анализы апатитов сложного состава

Окислы	Номера образцов/точки анализов				
	250/6	250/16	273/6	273/19	273/28
P ₂ O ₅	33,12	40,52	37,73	39,55	43,20
CaO	42,12	54,24	49,10	51,86	53,32
Yb ₂ O ₃	-	0,81	0,68	0,76	0,99
Y ₂ O ₃	-	3,24	4,74	5,04	-
Fe ₂ O ₃	1,03	0,21	-	0,90	0,86
Al ₂ O ₃	4,56	-	-	-	-
Nb ₂ O ₅	-	-	0,49	-	-
La ₂ O ₃	-	-	0,81	0,89	0,93
Ce ₂ O ₃	-	-	0,90	1,0	1,07
SiO ₂	13,49	-	-	-	-
TiO ₂	0,87	-	-	-	-
Na ₂ O	2,77	-	-	-	-
K ₂ O	0,30	-	-	-	-
SO ₃	0,64	-	-	-	-
Сумма	98,89	99,02	95,06	100,0	99,97

В кальцитах данного месторождения Чармитан содержания иттербия имеют близкие к апатитовым значениям – 0,59-0,92%. Так как иттербий вместе с лютецием представляют самые тяжелые лантаноиды, являющиеся самыми дорогими металлами среди редких земель, то установление собственных минералов таких элементов, представляет огромный практический интерес.

По группе редкоземельных элементов на диаграмме (рис. 2) можно видеть, что почти все значения ниже- и околосредовые, за исключением Yb, который во всех образцах выше кларка концентрации в земной коре, а в образцах Тук-207 и 212 превышает кларк почти в 50 раз. Повышенные содержания всех редкоземельных элементов (за исключением Nd, который везде занимает положение ниже относительно кларка) наблюдаются в образцах под номерами Тук- 210, 211 и 212 (монцогоаббро), а также Тук- 207.

На Чармитанском рудном поле к минералам-носителям редкоземельной минерализации относятся следующие минералы: апатит, ауэрит, ашарит, гранат, известняк (кальцит), карбонат (доломит, сидерит, анкерит и др.), ксенотим, монацит, церианит, сфен, торит, фосфат ит-

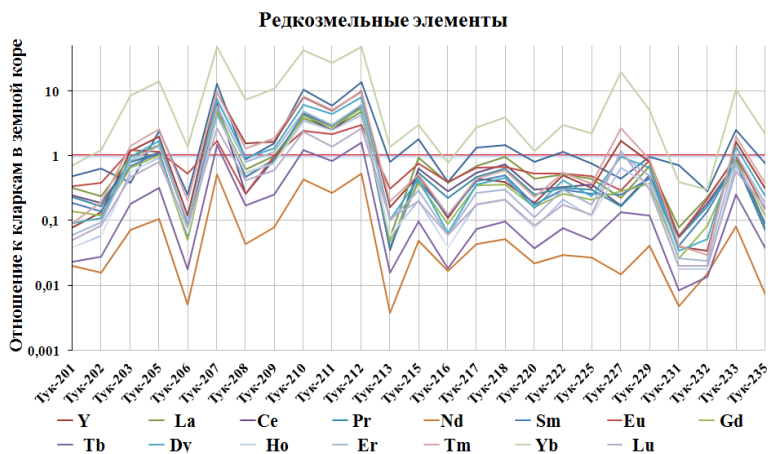


Рис. 2. Диаграмма отношения к кларкам в земной коре редкоземельных элементов.

трия, циркон, черчит, эпидот. Наличие таких, впервые установленных минералов как ауэрит, ашарит, ксенотим, монацит, церианит, чертит характеризует металлогенический облик Чармитанского рудного поля, для которого широкое распространение тяжелого лантаноида иттриевой группы иттербия определяет геохимическую специализацию щелочных метасоматитов этой металлогенической провинции. Данную характеристику можно использовать как критерий, имеющий прогнозное значение.

В целом, содержания иттербия в карбонатных соединениях коррелируются с содержаниями кальция. Среди иттербий-содержащих кальциевых соединений месторождения встречены также разности, где содержание CaO достигает 76%, а концентрация в них Yb_2O_3 доходит до 1,3-1,98%, что в два раза превышает содержание Yb в обычных для месторождения иттербиевых карбонатах. При каких условиях происходит дегидратизация или диссоциация кальцита, приводящая к возрастанию CaO , будем выяснять. Не исключено, что это происходит под контактово-термальным воздействием даек гранитов последних фаз внедрения Кошрабадского интрузива.

Исходя из общей картины распределения элементов примесей месторождения Урталик относительно их кларков в земной коре, можно заметить, что здесь все образцы обогащены мышьяком, селеном, теллуром, золотом, вольфрамом, висмутом, сурьмой, иттербием, рением, гафнием и серебром, а также лантаном, церием, неодимом. Иттриевые

редкие земли с главным рудным минералом ксенотимом встречаются реже, несмотря на их ощутимые концентрации на месторождении они представляют комплексные церий-иттриевые земли – цирконы с метамиктными включениями малаконов или циртолитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. Эйситизация как фактор концентрации РЗЭ в граносиенитах месторождения Урталих Чармитанского рудного поля // Горный вестник Узбекистана // 2019, №1. - С. 39-41.
2. Мусаев А.М., Джуманиязов Д.И. Скаполитизация фактор редкометальной и редкоземельной рудоносности автоскарнов // Горный вестник Узбекистана // 2020, № 4. - С. 17-20.
3. Хамрабаев И.Х., Чеботарев Г.М., Мансуров М.М., Тилляев Х.С., Даутов А.И., Хренов В.А. Некоторые геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения Чармитан в Западном Узбекистане // Узб. геол. ж.-1971. -№ 3. - С. 3-7.
4. Юдалевич З.А., Ганзеев А.А., Диваев Ф.К., Ронкин Ю.Л. Особенности внутреннего строения, возраст и оруденение Кошрабадского интрузива (Южный Тянь-Шань) // Строение и динамика литосферы Тянь-Шаня. Ташкент, 1991, - С. 33-61.

До М.Ф.^{1,2}, Фан Т.Х.,^{1,3} Игнатов П.А.¹

(¹Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, ²Вьетнамский геофизический отдел, г. Ханой, Вьетнам, ³Горно-геологический университет, г. Ханой, Вьетнам)

РУДОВМЕЩАЮЩАЯ СТРУКТУРА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА, МЕДИ И УРАНА КОН РА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ВЬЕТНАМ

Районы Центрального Вьетнама рассматриваются в качестве перспективных на обнаружение стратегически важных месторождений золота, олова, меди, урана и др. [3,4]. В одном из них Кон Ра, расположенном в провинции Контум, находится одноименное рудопроявление меди, золота и урана. Настоящая работа посвящена анализу геологических структур локализации этого перспективного рудопроявления

Сульфидная минерализация рудопроявления Кон Ра обнаружена в 2019 году в процессе проведения геологических маршрутов и бурения мелких скважин глубиной до 20 м. Она охватывает тектонические брек-

чии и катаклазиты, которые нарушают протерозой-кембрийские карбонатно-сланцевые породы зоны экзоскарнов, связанные с внедрением триасовых гранитов комплекса Хайван.

Для изучения закономерностей локализации минерализации Cu, Au и U использованы: геологические карты масштабов 1: 100 000; 1:50 000 и 1:10 000; результаты оценочного бурения 9 наклонных скважин глубиной от 100 до 300 м, карты аэро-гамма и пешеходной гамма-съемки в масштабе 1:10 000. Вещественный состав руд и распределение полезных компонентов изучено по данным ICP MS анализов 214 проб, атомно-абсорбционных анализов 300 проб и гамма-спектрометрических анализов 42 проб. Руды изучены по 22 аншлифам и 20 прозрачным шлифам.

В районе Кон Ра наиболее распространены метаморфические породы протерозой-кембрийского комплекса Хамдык. В них располагаются линзы силурийских гранито-гнейсов комплекса Чулай и интрузии триасовых гранитов комплекса Хайван. В районе встречаются юрские дайки гранит-порфиров и лампрофиров. Известны диабазовые дайки неогенового комплекса Кумонг, на севере имеются покровы неогеновых базальтов. Район имеет блоковое строение и нарушен крутопадающими разломами [1, 2].

Рудопроявление Кон Ра, по своим параметрам, следует рассматривать как потенциальное месторождение. Оно локализовано в блоке, сложенном осадочно-метаморфическими породами преимущественно карбонатно-терригенного состава, интродуцированными гранитами Хайван [3,4]. Рудоносные зоны Кон Ра приурочены к восточному контакту гранитов, осложненному дайковидными апофизами гранитов поздней фазы внедрения. Здесь же распространены скарны. Минерализация связана с эпискарновыми тектоническими брекчиями и катаклазитами (рис. 1).

Как золото-медная, так и урановая минерализация связаны с разломами. Особенно это касается золото-медных сульфидных руд. В этой связи важен анализ тектонических нарушений, распространенных в районе Кон Ра и на участке рудопроявления.

Этот тип нарушений выявлен по данным геологического картирования, наблюдениям в обнажениях и керне скважин и объемного анализа ориентировки тектонических трещин.

На участке рудопроявления Кон Ра закартирована серия субпараллельных взбросо-сдвигов северо-восточного простирания. По данным бурения и интерпретации профильной электроразведки разломы имеют крутое северо-западное падение.

Взбросовый и сдвиговый тип нарушений подтверждается и наблюдениями в обнажениях и по керну скважин (рис. 2). Амплитуды смещений составляют первые сантиметры, однако форма микронарушений явно

54

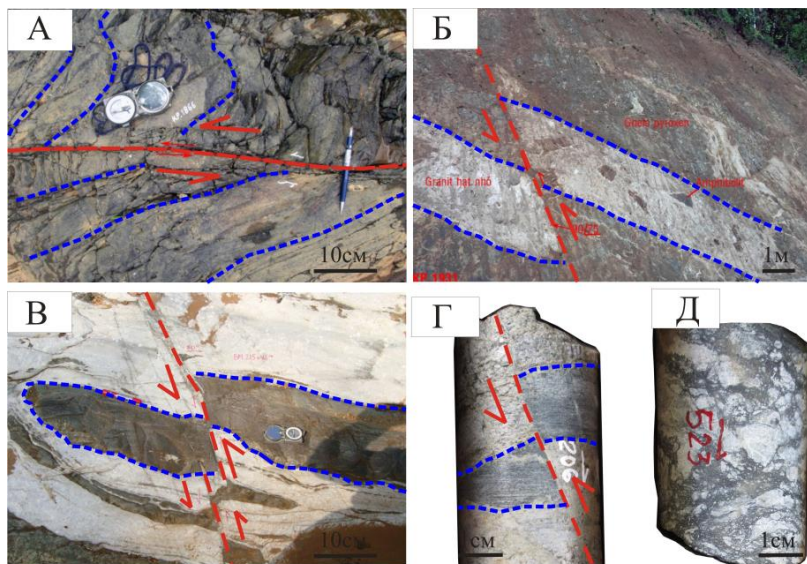


Рис. 2. Проявления взбросо-сдвиговых деформаций в обнажениях и керне скважин: А – микровзбросо-сдвиг в двуслюдяных кварцевых сланцах комплекса Хамдык с тектонической брекчией, обнажение KR.1866; Б – микровзброс в биотитовых гнейсах комплекса Хамдык; В – микровзброс линзы амфиболита в мраморе комплекса Хамдык; Г – микровзбросо-сдвиг в мраморе, керн скважины LK1; Д – тектоническая брекчия с, сульфидным цементом.

Результаты микроскопических исследований шлифов указывают на синхронность сдвиговых деформаций и отложения сульфидов (рис. 3 А, Б).

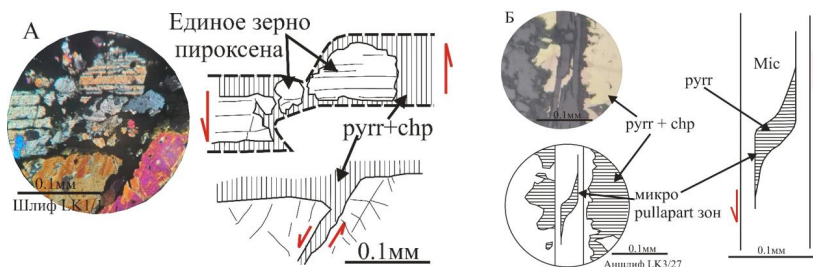


Рис. 3. Проявления микросдвиговых нарушений. А – микробрекчия тремолит – диопсидового скарна с сульфидным цементом. Видно сдвиговое нарушение единого кристалла пироксена. Микрофото
Шлиф LK1/1

прозрачно-полированного шлифа LK1/1, N+; Б - S или Z структура и микро pull apart зона, сложенная пирротинном, находящимся в оси прожилка, выполненного агрегатом мусковита, указывающая на синхронное смещению отложение сульфидов. Микрофото того же шлифа LK3/27, отраженный свет N//.

Важно отметить, что золото-медная минерализация в виде рудоносных линзовидных зон локализована именно в отмеченных взбросо-сдвиговых нарушениях северо-восточного простирания и крутого северо-западного падения.

Морфология этих нарушений в виде плавных изгибов позволила представить рудовмещающую структуру потенциального золото-медного месторождения Кон Ра как крутопадающую pull-аpart зону правого взбросо-сдвига, охватившую хрупкую среду экзоскарнов с мраморами. (рис. 4).

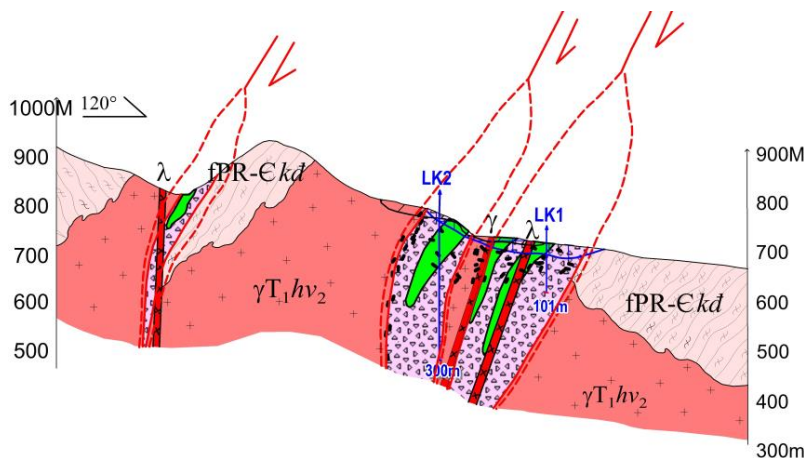


Рис.4. Схема рудовмещающей pull-аpart зоны локального растяжения и тектонических брекчий в экзоскарнах рудопроявления Кон Ра.

Согласно этой модели, под действием регионального сжатия произошли взбросо-сдвиговые хрупкие деформации осложненных плитообразными апофизами гранитов Хайван экзоскарнов, развитых по метатерригенным и метакрбонатным породам комплекса Хамдык. В участке флексурного изгиба этого правостороннего сдвига образовалась pull apart зона локального растяжения с тектоническими брекчиями и катаклазитами. Именно в эту зону должны были поступать рудоносные гидротермальные растворы с медью, золотом и другими компонентами.

А также сероводород и, возможно, водород, что обусловило действие сульфидного и восстановительного барьеров и образование руд.

Рудопроявление меди, золота и урана Кон Ра в провинции Контум Центрального Вьетнама по своим параметрам и геологическому положению представляется потенциальным месторождением. По геолого-геофизическим данным оруденение выклинивается на глубину от первых десятков до первых сотен метров, представлено первичными и оксидными рудами и прослежено по простирацию до первых километров при крутом падении предполагаемых рудных тел.

По результатам геологического картированию, наблюдениями в обнажениях и керне оценочных скважин и стереографическому анализу тектонических трещин обоснована рудовмещающая структура золото-медного рудопроявления в виде крутопадающей pull-apart зоны правого взбросо-сдвига.

Пространственное сопряжение золото-медной и урановой минерализации может быть обусловлено унаследованным развитием рудоконтролирующих тектонических нарушений

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. М. Ф. До, П. А. Игнатов, Т. Х. Фан, З. Х. Нгуен, Д. Чан. минералого-геохимические характеристики Cu-U-Au- проявлений в районе кон ра провинции контум, Вьетнам // Геология и разведка, 2020, № 2 (63), С. 73-85.
2. М. Ф. До, П. А. Игнатов, Т. Х. Фан, З. Х. Нгуен, В.Т. Чан. Структуры, Контролирующие Cu-U-Au минерализацию в районе Кон Ра пропрованции Контум центрального Вьетнама // Разведка и охрана недр, 2021, № 6, С. 28-34.
3. Чан Д. Отчет об оценке минеральных ресурсов меди в районе Кон Ра. Фонды Вьетнамского Министерства природных ресурсов и экологии. Ханой, 2019. 109 с.
4. Чан Д. Геология и разведка минералов в масштабе 1: 50 000 группы листов Конплонг, 2021 г. Главное управление геологии и минералов Вьетнама. Ханой, 1998. 73 с.

Журабеков Н. Ж., Хайдарова А. Б.
(Университет Геологических Наук (УГН))

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ И ЕЕ РАЗВИТИЕ В УЗБЕКИСТАНЕ

Аннотация: В данной статье анализируется экономическая геология и развитие геологического хозяйства в Узбекистане. В материале обсуждается наука экономической геологии, ее видах, приложениях и назначении. Статья посвящена результатам рейтинга Республики Узбекистан по добыче золота, его достижениям и годовой стратегии.

Ключевые слова: экономическая геология, месторождение Мурунтау, Forbes World Gold Council, Kitcho.

*«Мы готовим основу для третьего Ренессанса»
Президент Республики Узбекистан Ш. М. Мирзиёев*

Экономическая геология – это изучение минералов, металлов, топлива и других материалов из недр, представляющих интерес для промышленности или экономики в целом.

Экономическая геология по словам Линдгрена (1933), это было «применение геологии». Сегодня это можно назвать научным изучением недр Земли и применением полученных знаний. Термин обычно относится к месторождениям полезных ископаемых металлов и минеральным ресурсам. Наука о Земле может использоваться для понимания, описания и эксплуатации месторождения с использованием методов, используемых в других науках (таких, как геохимия, минералогия, геофизика, петрология и структурная геология) [1].

Экономика полезных ископаемых служит платформой для ученых, отраслевых практиков, лиц, принимающих решения, и других экспертов, которые хотят поделиться мнениями и знаниями о природных ресурсах.

Традиционно был рассмотрен широкий круг тем, в том числе, среди прочего: анализ рынка полезных ископаемых, разведка и разработка, доступность ресурсов, развитие рынка, ценообразование, международная торговля, экологическая политика, вопросы устойчивости, вопросы конкуренции (Магнус Эрикссон, Линда Уоррелл) (Hybrid (Transformative Journal)).

Цель изучения экономической геологии состоит в том, чтобы понять генезис и локализацию месторождений и связанных с ними полезных ископаемых Республики Узбекистан. Хотя металлы, минералы и другие

геологические компоненты не могут быть восстановлены вовремя, парадигма постоянного или ограниченного дефицита всегда приводила к человеческим инновациям, и в результате товар, который они заменяют, стал очень дорогим. Основные запасы многих полезных ископаемых очень велики (например, меди в земной коре, если нынешние темпы потребления делятся более 100 миллионов лет).

Некоторые источники в области геологических наук используют более узкое определение «экономической геологии», чем используется в данной статье. Возможно, развитие и геологическая среда будут улучшены за счет ограничения неминеральных ресурсов, включая избыточные, в первую очередь категорией, состоящей из ископаемых видов топлива, более ограниченного определения полезных ископаемых и минеральной экономической геологии [2].

За многолетний период изучения недр в Узбекистане накоплена солидная база мелких месторождений золота, не нашедших своего промышленного применения. Причина невостребованности таких объектов связана с рядом проблем, главный из которых удаленность до 100 км и более от базовых горно-обогатительных комбинатов; слаборазвитые инфраструктуры; малые запасы руд, не позволяющие проектирование стационарных фабрик. Поэтому существенный прирост добычи золота может быть осуществлен только за счет малообъемной отработки мелких месторождений. Достижению успеха в этом направлении в значительной мере может способствовать использование модульных передвижных установок [3].

Исследования в области экономической геологии часто охватывают другие дисциплины, такие как геология угля и нефти (седиментология), горная геология и генезис, минералогия, структурная геология, геохимия и геофизика [4].

Конъюнктура золота в мире определяется высокой ценой металла и стабильным его спросом. Основные тенденции мировой золотодобычи претерпели кардинальные изменения: трансформированы промышленные приоритеты, усовершенствованы технологии для разведки и переработки руд, эксплуатируются нетрадиционные источники минерального сырья [5].

Золото - один из самых уникальных элементов в мире. Крупнейшее скопление золота, находящегося на территории Узбекистана, входит в группу лидирующих месторождений мира, которая включает гиганты, сформировавшийся в разные периоды эволюции земной коры [6].

Узбекистан занимает 16-е место из 132 стран по объему государственных золотых запасов с 332,5 тоннами золотых запасов. Об этом сообщил Всемирный совет по золоту [7].

Наша страна является одним из лидеров не только в горнодобывающей промышленности, но и в экспорте драгоценных металлов. Таким образом, в июле Узбекистан стал абсолютным лидером по продажам золота [8].

Узбекистан входит в десятку ведущих стран мира по объему добычи золота и занимает 8-е место. Об этом сообщил Forbes на основе данных Всемирного совета по золоту (WGC).

Первое место в этом рейтинге занял Китай, который в 2020 году произвел 368,3 тонны золота (рис. 1.). Второе место заняла Россия (331,1 тонны), третье – Австралия (327,8 тонны). Первую десятку замыкают Соединенные Штаты (190,2 тонны), Канада (170,6 тонны), Гана (138,7 тонны), Бразилия (107 тонн), Мексика (101,6 тонны) и Индонезия (100,9 тонны) [9].

Отмечается, что в 2020 году мировое производство золота составило 3478,1 тонны. После устойчивого роста в течение последних нескольких лет эти цифры несколько снижаются второй год подряд. Основными причинами этого являются пандемия коронавируса и сокращение бюджета поиска [10].

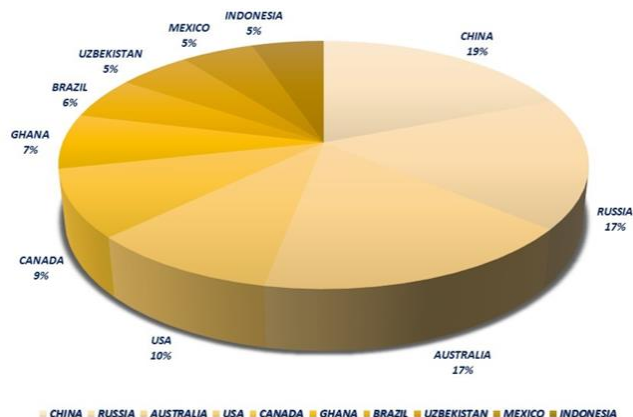


Рис. 1. Топ-10 стран по добыче золота в 2020 году

В 2020 году Kitcho подсчитал, что на месторождении Мурунтау было добыто около 56,7 тонны [11].

Второе место заняло американское месторождение Карлин, на котором в прошлом году было добыто 45,4 тонны драгоценных металлов. Следует отметить, что в 2020 году рудник вошел в первую десятку, которой удалось увеличить добычу золота на 27%.

Третье место в рейтинге заняла российская шахта «Олимпийская». В 2020 году было произведено 34 тонны, что на 14% меньше, чем в 2019 году [12].

Законом Республики Узбекистан «Об иностранных инвестициях» определены правовые основы и порядок осуществления иностранных инвестиций на территории республики. Основаны задачи закона: содействие развитию экономики Республики Узбекистан и ее интеграции в мировую экономическую систему путем стимулирования иностранных финансовых, материальных, интеллектуальных и других ресурсов, современных, зарубежных технологий и управленческого опыта [13].

На основе государственных образовательных стандартов Республики Узбекистан студенты обучаются в соответствии с договоренностями, достигнутыми с ведущими зарубежными высшими учебными заведениями в области геологии и горного дела, в том числе по совместным образовательным программам Санкт-Петербургского горного университета (Российская Федерация) [14].

Выводы: В последние года все без исключения чаще устанавливается проблема об значимости также участке золота в мировой денежной концепции. Со одной стороны, в процессе демонетизации золото официально потеряло денежные функции, было исключено с валютного вращения также стало рассматриваться основным образом в качестве хотя также особенного, но товара. С другой – в условиях нынешней экономической неустойчивости маловероятно ли возможно отрицать сохранение денежного значения золота [15]. В настоящее время месторождения полезных ископаемых беспрецедентно развивают экономическую геологию и экономику государства.

Безусловно, на развитие экономики будет оказывать влияние динамика мировых цен на полезные ископаемые. Цены, в свою очередь, будут зависеть от спроса на ископаемые, объема разведанных запасов и затрат, связанных с добычей. Правильно предсказывать цены удается далеко не всегда.

Адекватная экономическая оценка потенциала минеральных ресурсов, учитывающая конъюнктуру мирового рынка и разработанная на рентном подходе, даст возможность разрабатывать долгосрочные планы развития национальной экономики (в том числе ее минерально-сырьевой базы); принимать правильные решения по добыче или импорту конкретного вида сырья; определять экономический эффект от промышленного освоения месторождений полезных ископаемых, что может стать основой для новой классификации минерально-сырьевых ресурсов; разрабатывать дифференциальную рентную систему налогообложения при добыче полезных ископаемых (что обеспечит поступление в

государственный и местные бюджеты значительно больших денежных средств за пользование недрами); устанавливать размер экологического налога; определять необходимое количество новых рабочих мест и др.

В перспективе целесообразно продолжать модернизировать методологические подходы к экономической оценке минерально-сырьевых ресурсов по следующим направлениям: корректировать ставку дисконта (в том числе разработать градацию рисков по каждому виду полезных ископаемых); принимать во внимание фактор времени; учитывать затраты, связанные с получением специального разрешения на пользование недрами, а также затраты, связанные с получением кредитов, и т.д. Кроме того, экономическая оценка минерально-сырьевых ресурсов должна базироваться на системном подходе, который бы учитывал экологические ограничения и социальные нормативы [16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уолтер Л. Пол. Экономическая геология. Принципы и практика. Металлы, полезные ископаемые, уголь и углеводороды - Введение в формирование и устойчивую эксплуатацию месторождений полезных ископаемых. 2-е исправленное издание. Научные издательства Швейцербарта. Штутгарт – 2020. Германия. С. 755.
2. <https://www.encyclopedia.com/science/news-wires-white-papers-and-books/economic-geology>
3. Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Труды международной научно-практической конференции. – Ташкент: Изд. ИМР, 2003, С. 221.
4. Экономическая геология. Университет Альберты, 2021 год. <https://www.ualberta.ca/science/economic-geology.html>.
5. Гигантские месторождения золота Центральной Азии. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана, (Материалы международного Симпозиума). Редколлегия, Алматы 2014, С. 10.
6. Металлогения Золота и Меди Узбекистана. Академия Наук Республики Узбекистана, Ташкент – 2012, С. 6.
7. Бейтс, Роберт Латимер. Промышленные полезные ископаемые: как их находят и используют. Хиллсайд, Нью-Джерси: Издательство Энслоу, 1988.
8. <https://kun.uz/35849035>, <https://kun.uz/news/2021/05/03/eng-kop-oltin-zaxirasiga-ega-mamlakatlar-reytingi-elon-qilindi>.
9. Узбекистан вошел в топ-10 стран мира по добыче золота. 24.06.2021. Источник: uznews.uz. <https://telegra.ph/Uzbekistan-voshel-v-top-10-stran-mira-po-dobyche-zolota-06-24>.

10. Крупнейшие месторождения золота в мире и Узбекистане: Мурунгов на лидирующих позициях <https://www.spot.ru/2020/09/30/gold/>.
https://www.spot.uz/media/img/2020/09/0Lkibx16014452069081_b.jpg.
11. Из-за недостаточных данных Мурунгов не был включен в число крупнейших месторождений золота 2021-го года 3 сентября, 14:40 экономика <https://www.spot.uz/ru/2021/09/03/muruntau/>.
12. Владимир Басов. Топ-10 крупнейших золотых приисков в мире в 2020 году - отчет. 05.03.2021. <https://www.kitco.com/news/2021-03-05/The-world-s-top-10-biggest-gold-mines-in-2020-report.html>.
13. Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ. Труды международной научно-практической конференции. – Ташкент: Изд. ИМП, 2003, С. 439.
14. Пирназаров М.М., Исаков М.У., Арипов Ш.П., Инвестиционная привлекательность и система оценки минеральных ресурсов Республики Узбекистан с учетом международного опыта. Горный вестник Узбекистана, № 2 (81) 2020. С. 41-44.
15. https://www.nifi.ru/images/FILES/Journal/Archive/2013/3/statii/2013_03_03.pdf Роль золота в мировой валютной системе XXI века.
16. Экономическая оценка минерально-сырьевых ресурсов. Источник: <https://www.bibliofond.ru/view.aspx?id=608270> Библиофонд.

Зайцева М.Н. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТОКМИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

В пределах Енисейского кряжа (Красноярский край) наиболее перспективными на предмет выявления месторождений свинца и цинка является Ангаро-Большепитская минерагеническая зона. Наибольший промышленный интерес вызывают месторождения свинцово-цинкового стратиформного типа в карбонатных комплексах рифейского возраста.

В рамках проведённых (2017-2020 гг.) поисковых работ на свинцово-цинковое оруденение в пределах Морянихинской площади в Ангарском рудном районе были получены новые данные о геологическом строении и литолого-фациальных особенностях района работ, в частности Токминского рудопроявления.

Территориально Токминское рудопроявление расположено в пределах Северо-Енисейского района, в бассейне среднего течения р. Широкой и р. Теплой.

В геологическом строении рудопроявления принимают участие преимущественно верхнерифейский породы, соответствующие верхней части тунгусикской серии, представленные отложениями углеродисто-терригенно-карбонатной формации, с которой ассоциирует свинцово-цинковый стратиформный тип месторождений в карбонатных комплексах. Строение Токминского рудопроявления осложнено большим количеством разнориентированных разломов и несколькими этапами складчатой деформации. Нашими исследованиями, с учетом материалов предшественников, установлено что большая часть разреза представлена разностями карбонатных пород. Среди них отмечаются кремнистые известняки, доломиты, доломитистые известняки, анкериты, глинистые и углистые известняки. Наибольшим распространением из них пользуются кремнистые известняки, кремнистые доломиты (алевролитистые) доломитистые известняки и углеродисто-глинистые известняки, которые обычно образуют ритмичные пачки переслаивания (от тонкослоистых до широкослоистых). Среди осадочных карбонатных и терригенно-карбонатных пород, по мнению автора, присутствуют строматолитовые известняки и доломиты, реликты структур которых выявлены при микроскопическом изучении шлифов.

Для карбонатных пород Токминского рудопроявления типичны постепенные визуально неразличимые переходы между кремнистыми, доломитовыми и известковыми разностями пород. Анкерит преимущественно образовывался по трещинам в ассоциации с кварцем и кальцитом, его образование вероятно связано с более поздними гидротермальными процессами, с которыми так же связана наложенная анкеритизация. Все породы подверглись изменениям зеленосланцевой фации метаморфизма в разной степени интенсивности.

Терригенная составляющая увеличивается к верхам разреза, представлена углеродисто-кремнистыми и известковистыми алевролитами, зачастую интенсивно рассланцованными. Часто карбонатные породы содержат в подчиненном количестве прослой алевролитов и аргиллитов, преобразованных в слюдистые, кварцево-слюдистые и слюдисто-кварцевые сланцы ранней ступени регионального метаморфизма с хорошо различимыми реликтами первичных структур и текстур.

Характерной особенностью для всех пород разреза Токминского рудопроявления является постоянное присутствие в составе углеродистого вещества сапропелевого типа в различных соотношениях. Для карбонатной части разреза характерна тонкослоистая и массивная структуры, текстуры пологоволнистые, полосчатые, реже брекчевидные. В крайне малом количестве присутствуют вулканогенно-осадочные породы, преимущественно в верхней части разреза на контакте с прекрывающими

отложениями вулканогенно-терригенной формации (Сухопитская серия), представленные редкими маломощными прослоями или линзами кварц-хлорит-серицитового состава по ритмично-слоистым углистым туфогенным алевро-аргиллитам. Что указывает на значительную удаленность вулканического аппарата.

Литолого-фациальные особенности рудовмещающих пород Токминского рудопроявления указывают на формирование осадков в условиях удаленного шельфа и в структурном плане отвечает палеопрогибу. Возрастание терригенной составляющей вверх по разрезу указывает на процессы смены характера осадконакопления на более мелководный режим, с которыми возможно связано появление строматолитовых известняков. Прослои вулканогенно-терригенных пород вероятно результат деятельности вулканического центра (вероятно, Россохинский палеовулкан), который согласно материалам предшественников, располагается примерно в сотне километров на юго-восток от Токминского рудопроявления.

Оруденение преимущественно локализовано на контакте углеродисто-терригенно-карбонатной и вулканогенно-терригенной формаций, а также тяготеет к метаморфизованным кремнистым доломитам. Руды характеризуются простым минеральным составом. Главные рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом и галенитом. Типы руд прожилково-вкрапленные, слоистые.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бровков Г.Н., Ли Л.В., Пономарев В.Г., Хохлов А.П., Шерман М.Л. Металлогения Енисейского кряжа. В кн. Закономерности размещения полезного ископаемого. Т. XV. Металлогения Сибири. М.: Наука, 1988, С: 140–14.
2. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. С. 344 .
3. Донец А.И., Конкин В.Д. Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. Отечественная геология. 2017. № 6. С. 31-39.
4. Зайцева М.Н., Инякин А.В. Типы месторождений свинца и цинка Енисейского кряжа и основы их прогноза и поисков. В книге: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции. 2019. С. 167-168.

5. Зайцева М.Н., Инякин А.В., Кузнецов В.В., Конкина А.А. Прогностно-поисковые модели полиметаллических месторождений Енисейского кряжа. В книге: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов VIII Международной научно-практической конференции. 2018. С. 128-129.
6. Зайцева М.Н., Кузнецов В.В., Конкин В.Д., Серавина Т.В., Инякин А.В., Богославец Н.Н., Хачатуров М.М. Обстановки формирования месторождений свинца и цинка Ангари-Большепитской минералогической зоны, Енисейский кряж. Руды и металлы. 2020, № 3 С.: 52-67.
7. Кривцов А.И. Металлогенический кодекс России. М-во природных ресурсов и экологии Российской Федерации [и др.]; [сост. А. И. Кривцов и др.] Монография. Москва, Геокарт-ГЕОС, 2012. С: 124, [1]: табл.
8. Кузнецов В.В., Серавина Т.В. Прогноз и поиски месторождений свинца и цинка в вулканогенных (VMS) и терригенно-карбонатных ассоциациях (SEDEX). В сборнике: Новые идеи в науках о Земле. Материалы XIV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах. 2019. С. 173-176.
9. Пономарев В.Г. Забиров Ю.А. Поисковые признаки и оценочные критерии свинцово-цинкового оруденения Енисейского кряжа. Новосибирск: ин-т геол. и геофиз. 1988, С: 141.
10. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.. Недра, 1984. С:222.

Иванова Н.Д., Кефели У.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ПОГРЕБЕННОЙ РОССЫПИ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ДЖОЛАКАГ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Река Джолакаг является притоком реки Адычи, принадлежащей Янскому бассейну и расположена в Томптонском районе республики Саха (Якутия). Данный район входит в сферу промышленного освоения Яно-Адычанского центра экономического роста Яно-Колымской золотоносной провинции.

В стратиграфическом плане территория сложена позднеэриасовыми и юрскими образованиями преимущественно терригенного генезиса. Исследуемый район расположен в пределах Джолакагской средне-верхненюрской структурно-формационной зоны, которая занимает большую часть области и выделяется в объеме тонорской и някуньской свит.

По составу эти подразделения представлены терригенными отложениями, принадлежащими черносланцевой группе формаций. Они содержат значительную примесь органического углерода и аутигенных сульфидов железа. Широкое распространение имеют на территории имеют четвертичные гляциальные и аллювиальные отложения.

В металлогеническом плане исследуемая территория расположена Адыча-Тарынской золоторудной минерагенической зоне, положение которой совпадает с одноименной зоной разломов, являющейся рудо-контролирующей для большинства объектов. В ее пределах расположены Адычанский, Джолакагский и др. рудные районы, имеющие линейно-узловой характер оруденения. Объекты преимущественно относятся к золото-кварцевой и золото-антимонитовой рудным формациям, частично – к золото-серебряной и др.

Рельеф территории разнообразный, с перепадами высот до 1200 метров. Основными рельефообразующими факторами были экзарация, аккумуляция и денудация, в некоторых случаях формировались структурно-обусловленные формы. Среди морфоструктур можно выделить крупные положительные, представленные борогонским сводово-глыбовым и няньдельгинским глыбовым поднятиями, между которыми расположена отрицательная речная депрессия – Джолакагская. В ее пределах течет одноименная река, долина которой начала свое формирование со среднего неоплейстоцена.

На основе проведенного морфоструктурного анализа авторами была составлена морфоструктурная схема (рис. 1).

На схеме выделяется отрицательная морфоструктура участка – Джолакагская речная депрессия (впадина), отвечающая современному среднему течению реки Джолакаг, которая является благоприятной областью для аккумуляции накопления МТФ (в.ч. золота).

На исследуемой территории в долине реки Джолакаг и в ее окрестных областях на данный момент известно большое количество проявлений и пунктов минерализации золота, что позволяет их рассматривать как материнский источник россыпей.

И лишь малая часть этих объектов расположена непосредственно в Джолакагской впадине – золоторудные проявления и пункты минерализации преимущественно находятся в пределах положительных морфоструктур. Следовательно, отложения, формирующиеся при процессах денудации данных объектов, сносились в ближайшую отрицательную структуру – Джолакагскую впадину. Этот процесс происходил в течение всего четвертичного периода практически непрерывно, лишь в эпохи оледенения сменяясь на иные, которые имели свое положительное влияние на аккумуляцию.

Ледники, формировавшиеся в ходе нескольких эпох оледенения, продвигались в том числе и по долине Джолакага, о чем говорит ее троговый профиль, а так же большой объем ледниковых отложений. Поскольку

путь ледников также проходил по более возвышенным участкам, то он защищал и поверхности с проявлениями и пунктами минерализации золота. Далее эти отложения частично сортировались как самим ледником, так и флювиогляциальными процессами, и в конечном счете откладывались в отрицательных структурах, в том числе – в Джолоагской впадине.

Подтверждением степени денудации может служить сравнение геологических разрезов на участках Ган-Андреевское, расположенное у поймы реки Джолоаг, и Учуй, находящееся менее чем в 7 км от Гана к северу. Сравнительная характеристика разрезов показала, что эрозией была уничтожена вторая пачка подбиты и верхняя часть первой пачки, что суммарно составляет около 500 метров.

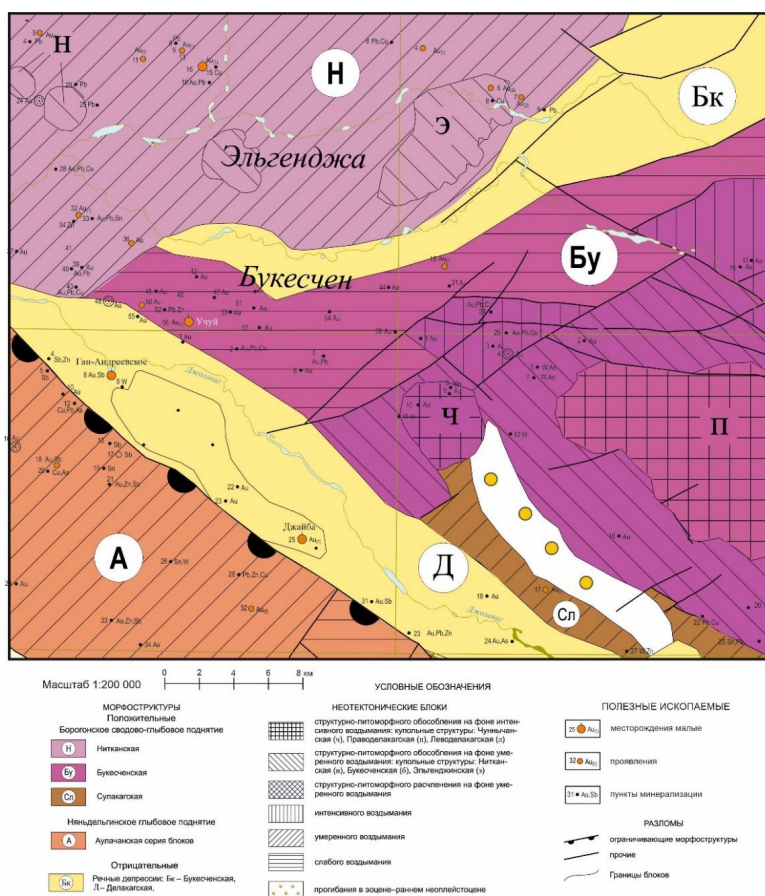


Рис. 1. Морфоструктурная схема среднего течения р. Джолоаг.

ЭПОХА	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОДОТДЕЛ	ЭВОН	ГОРИЗОНТ	ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНИКА	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	ПРОБЫ	
КАИНОЗОЙСКАЯ	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ГОЛОЦЕН	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОГЕОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	ОЙЯТОСКИЙ	Q ₁ ¹	Осипов-белые отложения аллювиальных и термодеструктивных массивов. Известняк, алевролит, торф (до 7-8 м)	Аллювиальные отложения низкой поймы и русла. Галечники, валуны, песок, алевролит (2 м)	Проба 2116
							Q ₁ ²	Аллювиальные отложения высокой поймы. Известняк, алевролит, песок, галечники, валуны, торф (4 м)	Проба 2120	
							Q ₁ ³	Долгопалево-соловьевские отложения карстовых выходов и подзолистых и солончаковых шиферов. Шиферы, галечники, алевролит, глина (5-6 до 13-14 м)	Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы. Галечники, песок, валуны, алевролит (5-20 до 10-12 м)	Проба 2118
							Q ₁ ⁴	Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы. Галечники, песок, валуны, алевролит (15-20 м)	Проба 2117	
							Q ₁ ⁵	Волжско-кумские отложения. Валун, глина, щебень, песок, алевролит (30-40 м)	Проба 2121	
							Q ₁ ⁶	Лесовые отложения. Валун, глина, щебень, песок, алевролит (30-40 м)	Проба 2122	
							Q ₁ ⁷	Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2123	
							Q ₁ ⁸	Аллювиальные отложения четвертой надпойменной террасы и прибрежных талассов. Галечники, валуны, песок, алевролит (6 м)	Проба 2124	
							Q ₁ ⁹	Аллювиальные отложения пятой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2125	
							Q ₁ ¹⁰	Аллювиальные отложения шестой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2126	
КАИНОЗОЙСКАЯ	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	ГОЛОЦЕН	ПЛЕЙСТОЦЕН	СРЕДНЕЕ	ОЙЯТОСКИЙ	Q ₁ ¹¹	Аллювиальные отложения седьмой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2127		
							Q ₁ ¹²	Аллювиальные отложения восьмой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2128	
							Q ₁ ¹³	Аллювиальные отложения девятой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2129	
							Q ₁ ¹⁴	Аллювиальные отложения десятой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2130	
							Q ₁ ¹⁵	Аллювиальные отложения одиннадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2131	
							Q ₁ ¹⁶	Аллювиальные отложения двенадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2132	
							Q ₁ ¹⁷	Аллювиальные отложения тринадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2133	
							Q ₁ ¹⁸	Аллювиальные отложения четырнадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2134	
							Q ₁ ¹⁹	Аллювиальные отложения пятнадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2135	
							Q ₁ ²⁰	Аллювиальные отложения шестнадцатой надпойменной террасы. Галечники, валуны, песок, алевролит (15-28 м)	Проба 2136	

69

При проведении полевых работ на данном участке было выполнено шлиховое опробование реки Джолакаг на водотоках второго и третьего порядков с постоянным водным режимом питания, характеризующимся схожей аккумулятивной динамикой. Отобранные шлиховые пробы отвечают различным четвертичным отложениям в пределах территории. При их анализе была выявлена следующая закономерность.

Наибольшая концентрация знаков золота приурочена к низам четвертичного разреза, а именно к аллювиальным отложениям третьей надпойменной террасы, относящейся к среднему звену и низам верхнего звена неоплейстоцена, а также к ойягосскому горизонту, сформированному в одноименную эпоху оледенения и сложенного гляциальными и флювиогляциальными отложениями.

Внутреннее строение выделений золота исследовалось по методике многоступенчатого травления полированных срезов монтированных золотин раствором CrO_3 в HCl (выполнено с. н. с. ФГБУ «ЦНИГРИ» Шатиловой Л.В.). Были выявлены структуры первичной кристаллизации и структуры, обусловленные интра- и пострудными преобразованиями, служащие показателями многократности и последовательности отложения (срастания фаз, различающихся по пробности и внутреннему строению, зоны промежуточной пробности, проявления дезинтеграции, диффузионных зон и т.п.). Выявлялись также признаки гипергенных преобразований.

Так, в пр. 2129 обнаружено относительно низкопробное и различающееся по внутреннему строению золото. Одни золотины характеризуются неяснозернистой фестончато-зональной (с диффузионными каймами) структурой. Кроме того, присутствуют золотины неяснозернистого пятнисто-неоднородного строения с проявлением структур распада твердых растворов, и тонкой диффузионной зоной повышенной пробности. Проба отвечает аллювиальным отложениям нижней части четвертой надпойменной террасы погребенных тальвегов верхнего плиоцена.

Золото из пр. 2132 зернистое, неяснозернистое характеризуется пятнисто-неоднородным или неяснозональным внутренним строением, с отчетливо выраженными тонко-, грубо-решетчатыми, эмульсионно-глобулярными структурами распада твердых растворов и диффузионными зонами. По краям золотин отмечаются следы деформаций и единичные трещины, выполненные более поздним золотом. Гипергенные преобразования слабые. Проба отобрана из флювиогляциальных отложений ойягосского горизонта верхнего неоплейстоцена.

В пр. 2131 выделяется две разновидности золота. Низкопробные золотины отличаются неяснозональным внутренним строением с трещинами дезинтеграции, по которым отлагалось более позднее золото. На золоте отмечается гипергенная коррозионная оболочка – тонкая, пре-

рывистая с признаками выщелачивания в углублениях и на отдельных выступах. Проба отвечает гляциальным отложениям ойягосского горизонта верхнего неоплейстоцена.

Золото в пр. 2118 относительно низкопробное, обладает неяснозернистым пятнисто-зональным строением с широкой диффузионной зоной повышенной пробности, а в краевых частях отмечаются признаки мелкозернистой перекристаллизации и следы деформаций. Гипергенные изменения представлены прерывистой коррозионной каймой с раздувами на выступах. Проба отобрана из аллювиальных отложений первой надпойменной террасы сартанского горизонта верхнего неоплейстоцена.

Золото из пр. 2120 низкопробное, различается по внутреннему строению. Отмечаются золотины с грубо-пятнисто-неоднородной центральной частью, сменяющейся по чётким границам широкой тонко-пятнисто-неоднородной «меланжевой» зоной и присутствуют золотины неяснозернистого пятнисто-зонального строения с нарастаниями золота более высокой пробности с проявлениями структур распада. Гипергенные преобразования в золоте проявлены слабо. Проба отвечает озерно-болотным отложениям аласов и термокарстовых котловин голоцена.

В пробе 2116 выделяется две разновидности золота. Относительно низкопробные золотины характеризуются сложным внутренним строением с неяснозернистой грубо-пятнисто-неоднородной центральной частью и относительно высокопробное золото отличается крупнозернистой структурой с проявлениями тонкой фазовой неоднородности, признаками рекристаллизации, дезинтеграции и последующих деформаций. Гипергенные преобразования золота слабые, выражены фрагментарно в виде зародышевой коррозии. Проба отобрана из современных аллювиальных отложений низкой поймы и русла.

Таким образом, в Джолакагской впадине за четвертичный период накопилось значительное количество отложений, являющихся преимущественно продуктами сноса золоторудных объектов с россыпным потенциалом. Проведенные работы выявили золото в нижних частях четвертичного разреза. Что указывает на возможность обнаружения погребенной золотой россыпи в среднем течении реки Джолакаг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта России масштаба 1:200 000 (Второе издание). Верхоянская серия. Лист Q-54-XIX, XX (Верховье Адычи). Объяснительная записка /Л. Г. Вдовина, В. Д. Скуба. Ред. Л. А. Мусалитин – ГУ ГПП «Янгеология». – Батагай, 2005
2. Сенотрусов Ю.И. Отчет о результатах геологического доизучения с общими поисками масштаба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р.Джолакаг на площади листов Q-54-73-А-в,г; Б-в,г; В-а,б; Г; -74-А-в,г; Б-в,г; В,Г;-75-В; -86-А,Б; -87-А-а,б в 1993-2000 гг.

**Иванова О.А. (ИГМ СО РАН, НГУ), Похиленко Н.П.
(ИГМ СО РАН, НГУ), Афанасьев В.П. (ИГМ СО РАН)**

ОНТОГЕНЕЗ АЛМАЗОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЭП ЛЕЙК (КРАТОН СЛЕЙВ, КАНАДА)

Комплекс кимберлитовых даек Снэп Лейк представляет специфический тип алмазных месторождений. Установлено, что мантийный источник кимберлитовых магм этого дайкового комплекса существенно отличается от источника кимберлитовых магм для алмазоносных кимберлитов Сибири и Южной Африки [6]. При этом, по составу минеральных включений в алмазах было выявлено, что алмазоносная литосферная мантия под районом Снэп Лейк во время внедрения кимберлитов имела аномально большую мощность (около 300 км) [1].

Нами была исследована представительная коллекция образцов алмазов ($n=50$) из месторождения Снэп Лейк, состоящая из кристаллов октаэдрического и кубического габитуса и алмазов в «оболочке». Размер изученных кристаллов варьирует от 0,5 до 2 мм. Кристаллы октаэдрического габитуса представляют собой прозрачные остросереберные октаэдры или алмазы переходных форм со следами частичного растворения. На поверхности кристаллов часто встречаются зеленые пятна пигментации, также отмечены кристаллы с поверхностно зеленым окрашиванием. Многочисленными исследованиями установлено, что причиной появления такой окраски и пятен пигментации служит контакт алмаза с зернами радиоактивных минералов [5, 11]. Октаэдрические кристаллы искажены по тем или иным кристаллографическим осям. На некоторых гранях этих алмазов присутствуют треугольные углубления с плоским дном (тригоны), ориентированные обратно параллельно относительно грани октаэдра. Такие скульптуры являются результатом травления [10]. Для кристаллов кубического габитуса характерна желтая или желто-зеленая окраска. Кубоиды характеризуются изометричным обликом. Их грани искривлены и покрыты множеством тетрагональных ямок на поверхностях $\{100\}$, которые образуются вследствие частичного растворения. Алмазы в «оболочке» встречаются редко и характеризуются бесцветным прозрачным ядром и непрозрачной белой, серой или окрашенной в желто-зеленый цвет оболочкой волокнистого строения. Поверхности оболочечных алмазов также характеризуются наличием тригонов, которые встречаются чаще на тонких (белых или желто-зеленых), нежели толстых (серых) «оболочках». Реликты таких «оболочек» в редких случаях наблюдаются на гранях октаэдрических кристаллов; они физико-химически неустойчивы и могут растворяться.

Для изучения внутренней структуры кристаллов алмаза был использован метод катодOLUMиНесценции. Для исследования дефектно-примесного состава алмазов были сделаны плоскопараллельные пластинки по кристаллографическим направлениям $\{100\}$ и $\{110\}$, по которым были сняты спектры ИК-поглощения по профилю в одном направлении.

С помощью катодOLUMиНесцентных снимков установлено, что алмазы из месторождения Снэп Лейк имеют сложное внутренне строение. Октаэдрические кристаллы подвергались пластической деформации [7]. Такие алмазы показывают четкую ростовую зональность по октаэдру. Ядерные части алмазов в «оболочке» подобны алмазам октаэдрического габитуса. Для «оболочек», как и для кристаллов кубического габитуса, характерны волокнистое строение и волнообразная зональность.

Известно, что основной примесью, определяющей многие физические свойства природных алмазов, является азот. При этом концентрация и структурная форма его вхождения отражают условия образования и последующую эволюцию алмазов в первичном источнике [9]. Полученные результаты показывают, что алмазы различаются по содержанию, распределению азота и степени его агрегации. Содержание азота в алмазах октаэдрического габитуса варьирует от 300 до 1800 ppm, степень агрегации азота - от 30% до 68%. Как правило, общее содержание азота и степень агрегации падают от центра к краю. Кристаллы кубического габитуса характеризуются высоким содержанием азота (1200-1700 ppm) и низкой степенью агрегации азота (не более 10%). По дефектно-примесному составу ядерные части алмазов в «оболочке» соответствуют безоболочечным октаэдрическим кристаллам: содержание азота изменяется в пределах от 600 до 1800 ppm, степень агрегации азота снижается с 70% в центре до 23% в краевой зоне [2, 3]. Присутствие высокоагрегированного азота согласно известной «отжиговой» модели перехода А-центров в В1-форму является свидетельством о нахождении алмазов в области высоких температур либо о длительном пребывании в мантийных условиях. Согласно «отжиговой» теории, многоатомные азотные дефекты рассматриваются как прошедшие более высокотемпературный или длительный отжиг, который возможен в условиях мантии [4]. В октаэдрических кристаллах, а также центральных частях алмазов в «оболочке» часто прослеживается положительная корреляция между содержанием азота в В1-форме и интенсивностью пика плейтлетс. Для большинства алмазов отмечен пик 3107 см⁻¹, который является следствием колебания СН-связи [12]. «Оболочки» различаются по содержанию азота и степени его агрегации. Содержание азота варьирует от 700 до 900 ppm в тонких и от 1400- 1750 ppm в толстых «оболочках»; степень агрегации азота составляет 9-15% и 5-11%, соответственно.

В целом по дефектно-примесному составу прослеживается сходство кристаллов кубического габитуса и «оболочек». Спектры «оболочек» и кубоидов более сложны, чем спектры кристаллов октаэдрического габитуса и центральных частей алмазов в «оболочке»; они содержат линии поглощения, которые могут быть связаны с присутствием микровключений. В ИК-спектрах наблюдаются полосы поглощения, связанные с присутствием различных фаз (карбонатов, силикатов и H_2O) [8]. Эти дополнительные пики часто осложняют расчет содержания азота и его агрегатного состояния и требуют особого внимания.

На основании проведенных исследований сделаны выводы об условиях и особенностях образования алмазов из месторождения Снэп Лейк.

1. По дефектно-примесному составу ядерные части алмазов в «оболочке» соответствуют кристаллам октаэдрического габитуса. Поскольку оболочки физико-химически неустойчивы, мы предполагаем, что октаэдрические кристаллы могли быть покрыты «оболочками», которые растворились со временем.

2. «Оболочки» незначительно различаются по степени агрегации азота. Вероятно, часть «оболочек» с более высокой степенью агрегации азота подвергалась температурному отжигу, а другая их часть не отжигалась. Это указывает на их образование в достаточно широком диапазоне температур.

3. По общему содержанию азота и степени его агрегации «оболочки» сопоставимы с кристаллами кубического габитуса. Это указывает, вероятно, на синхронность их образования в одних и тех же условиях. Иными словами, в то время, когда на ранее образованные октаэдрические кристаллы эпитаксиально нарастали «оболочки», за счет спонтанного зарождения формировались кубоиды.

4. Кристаллы кубического габитуса, как правило, имеют изометричный облик, что указывает на их кристаллизацию в среде с шаровой симметрией. Это позволяет сделать вывод, что такие кристаллы могли кристаллизироваться из расплава.

5. Окраска цвета «морской волны» и зеленые пятна пигментации, характерные для алмазов из месторождения Снэп Лейк, являются следствием облучения. Поскольку мантия под районом Снэп Лейк деплетирована в отношении урановых элементов, то мы предполагаем, что такая окраска может быть связана с пребыванием алмазов в сформировавшемся кимберлитовом теле – полога залегающей дайке мощностью около 3 м в пределах вмещающих гранитоидов на постмагматическом этапе.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». - 2001. - 276 с.
2. Зинчук Н.Н. Типоморфизм алмаза Сибирской платформы // Москва: Недра. - 2003. - 603 с.
3. Соболев Е.В. Тверже алмаза // Изд-2-е. Новосибирск: Наука. - 1989. - 195 с.
4. Agashev A. M., Pokhilenko N. P., Takazawa E., McDonald J. A., Vavilov M. A., Watanabe T., Sobolev N. V. Primary melting sequence of a deep (> 250 km) lithospheric mantle as recorded in the geochemistry of kimberlite-carbonatite assemblages, Snap Lake dyke system, Canada // *Chemical geology*/ - 2008. - vol. 255. - № 3-4. -pp. 317-328.
5. Araújo D. P., Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Grant K. J., Ireland T., Holden P., & van Achterbergh E. Microinclusions in monocrystalline octahedral diamonds and coated diamonds from Diavik, Slave Craton: Clues to diamond genesis // *Lithos*. - 2009. - vol. 112. -pp. 724-735.
6. Howell D., O'Neill C. J., Grant K. J., Griffin W. L., Pearson N. J., O'Reilly, S. Y. μ -FTIR mapping: distribution of impurities in different types of diamond growth // *Diamond and Related Materials* - 2012. vol. 29. - pp. 29-36.
7. Hutchison M.T., Cartigny P., Harris J.W. Carbon and nitrogen compositions and physical characteristics of transition zone and low mantle diamonds from Sao Luiz, Brazil // *Proceedings 7th IKC*. - 1999. - vol. 2. - pp. 372-382.
8. Nasdala L., Grambole D., Wildner M., Gigler A.M., Hainschwang T., Zaitsev A.M., Harris J.W., Milledge J., Schulze D.J., Hofmeister W., Balmer W.A. Radio-colouration of diamond: a spectroscopic study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2013. - № 5. - pp. 843-861.
9. Pokhilenko N. P., Sobolev N. V., McDonald J. A., Hall A. E., Yefimova E. S., Zedgenizov D. Logvinova A.M., Reimers L.F. Crystalline inclusions in diamonds from kimberlites of the Snap Lake area (Slave Craton, Canada): new evidences for the anomalous lithospheric structure // *Doklady Earth Science*. - 2001. - vol. 380. - № 7. - pp. 806 - 811.
10. Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds – Constraints from mineral inclusions // *Ore Geology Reviews*. - 2008. - vol. 34. - pp. 5-32.
11. Zedgenizov D. A., Pokhilenko N. P., Griffin W. L. Carbonate-silicate composition of diamond-forming media of fibrous diamonds from the Snap Lake area (Canada) // *Doklady Earth Sciences*. - 2015. - vol. 461. - № 1. - pp. 297-300.
12. Zedgenizov D.A., Fedorova E.N., Shatsky V.S. Microdiamonds from the Udachnaya kimberlite pipe // *Russian Geology and Geophysics*. - 1998. - vol. 39. - №6. - pp. 756-764.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД
КЕДРОВСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Кедровское золото-кварцевое месторождение расположено в Северном Забайкалье, в Муйском рудном районе, в пределах Кедровско-Витимконской золоторудной зоны [1]. Интрузивные образования в рудном поле месторождения представлены габброидами кедровского интрузивного комплекса и гранитоидами конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса. Докембрийские стратифицированные образования, участвующие в строении Кедровского рудного поля, представлены осадочно-метаморфическими породами кедровской свиты нижнего протерозоя (метапесчаники, сланцы с прослоями известняков). Вмещающие породы Кедровского месторождения были подвергнуты процессам динамометаморфического и метасоматического изменений. Возраст руд, определенный Rb–Sr методом по околорудным метасоматитам обоснован как раннепермский (273 ± 4 млн лет), который коррелируется с возрастом заключительных фаз герцинского магматизма, проявленного в Байкало-Муйском поясе [2].

Исследование особенностей состава и генезиса руд Кедровского месторождения основано на результатах изучения двух промышленно разрабатываемых в настоящее время жил – Баргузинской и Осиновой, которые залегают на гипсометрически разных уровнях. По составу руды обеих жил относятся к золото-кварцевому умеренно-сульфидному типу.

Жила Баргузинская сложена молочно-белым кварцем с гнездово-вкрапленным распределением рудных минералов, которые представлены в основном сплошными агрегатами пирротина и марказита, реже встречаются пирит, халькопирит, магнетит, гематит. Отличительной особенностью этой жилы является наличие минералов Vi: теллуридопирротина, мальдонита, енассонита. Самородное золото присутствует в виде округлых зерен в пирротине и марказите, а также часто ассоциирует с сидеритом. Оно отмечается в прожилках сидерита в пирите, марказите, пирротине золото по краям обрастает пирротин. Пробность самородного золота относительно высокая и варьирует от 919 до 944%.

Жила Осиновая малосульфидная, с прожилково-вкрапленным распределением рудных минералов, местами наблюдается полосчатая структура жилы за счет субпараллельных прожилков рудных минералов. Распределение рудных минералов в кварце – гнездово-вкрапленное, местами прожилковидное. Рудные минералы представлены в основном

пиритом и галенитом, реже встречается сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, пирротин, самородное золото, гессит. Особенностью этой жилы является наличие минералов Sn: касситерита и станнина. Самородное золото Баргузинской жилы образует округлые зерна в пирите, но большая его часть приурочена к прожилкам галенита в пирите. В прожилках галенита оно образует округлые мелкие включения. Самородное золото также по краям обрастает галенит. Самородное золото Осиновой жилы желто-белого цвета, в основном низкопробное, местами отмечаются редкие зерна электрума. Средняя пробность золота Осиновой жилы варьирует от 585‰ на отдельных горизонтах, до 750‰.

Главными рудообразующими элементами золотоносных жил Кедровского месторождения являются Fe, Cu, Pb, Zn. Также в рудах в умеренных концентрациях присутствуют As и Sb. Уровень содержаний этих элементов порядка нескольких десятков г/т. Содержания таких элементов как Te, Sn и Hg в большинстве случаев – ниже предела обнаружения. Bi характеризуется неравномерным распределением, в редких пробах его содержания достигают более 500 г/т, хотя в большинстве проанализированных проб его содержание ниже предела обнаружения. Как и во всех кварцевожилных рудах, содержания редких и рассеянных элементов (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs) – низки, на уровне первых г/т. С увеличением глубины в рудах наблюдается снижение содержаний Pb и Bi (рис. 1). Отношения Pb с другими элементами соответственно меняется с изменением глубины, например, отношения Pb/As, Pb/Ag, тогда как остальные рудообразующие элементы не показывают закономерностей изменения содержаний в зависимости от глубины.

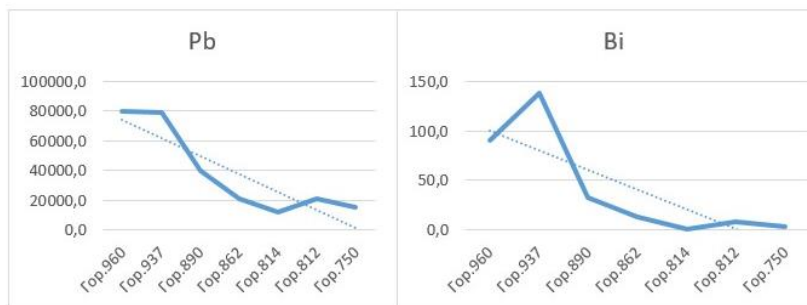


Рис. 1. Изменение содержаний Pb и Bi с глубиной.

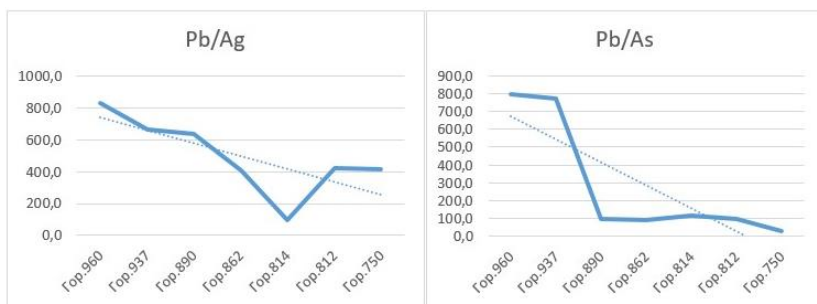


Рис. 2. Изменение отношений Pb/Ag и Pb/As с глубиной.

Корреляционный анализ был проведен для содержаний Cu, Zn, As, Hf, Pb, Bi, Ag, Cd, In, Sb, Sn, Te, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, U, поскольку концентрации остальных элементов не превышали предел обнаружения больше чем в половине случаев. На основе анализа парных корреляционных связей элементов можно выделить две элементные ассоциации.

В одну группу входят Cu-Pb-Bi-Ag-Sn-Te-Sb. Такой элементный состав рудной минерализации близок к составу других орогенных месторождений. Вторая ассоциация – Rb-Sr-Y-Zr-Nb-Mo, соответствует геохимическому составу гранитоидов.

Рудные жилы Кедровского месторождения пересекают различные по составу и генезису породы: метаморфические породы Муйской «глыбы» (гнейсы, мигматиты, амфиболиты), габбро Кедровского массива, гранитоиды Конкудеро-Мамаканского интрузивного комплекса, причем состав оруденения не зависит от состава вмещающих пород. Геохимическая зональность выражена изменением состава минеральных ассоциаций, соотношений Pb и Bi с другими рудообразующими элементами на разных горизонтах, а также с изменением пробности золота – с глубиной пробность увеличивается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рошкетаяев П.А. Золото Бурятии. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.
2. Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. Лебедев В.А., Белогуб, Е.В. Гольцман Ю.В., Ларионова Ю.О., Олейникова Т.И. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения / Геология рудных месторождений, 2017, т. 59 (4). С. 281-297.

1. Желиндинско-Оттахский свинцово-цинковый район расположен на сочленении Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области, и ограничен меридиональными разломами Жуинского краевого шва (Рис. 1) [2], а в тектоническом отношении представляет собой одноименную горст-антиклиналь, сформированную в краевой части плитного комплекса Березовского прогиба Сибирской платформы и неоднократно активизированную в палеозойское и мезозойское время (Макарьев Л.Б., 2021).

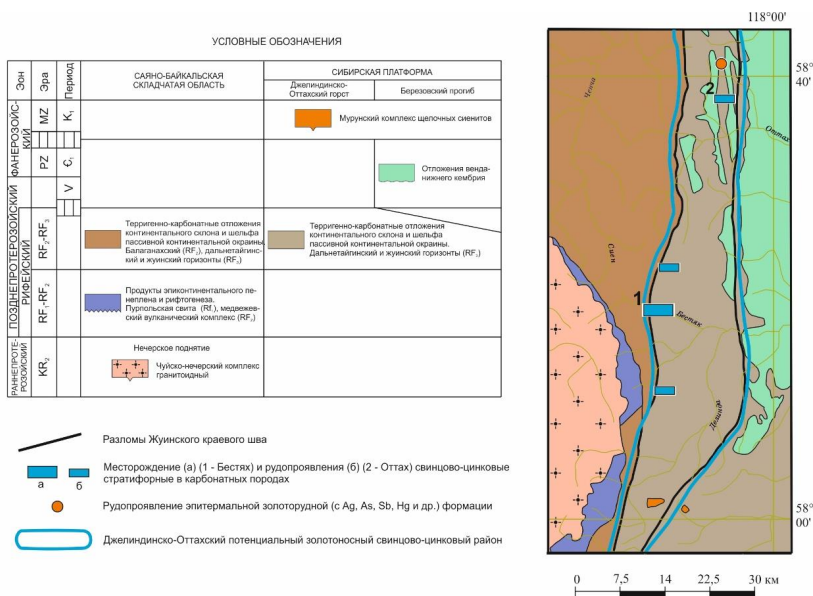


Рис. 1 Прогнозно-геологическая схема Желиндинско-Оттахского свинцово-цинкового района и условные обозначения к ней

2. Известное в Желиндинско-Оттахском районе оруденение свинцово-цинковой стратиформной формации в карбонатных породах

группируется по периферии горст-антиклинали, что в целом характерно для месторождений карлинского типа, тяготеющих к границе рифтовой континентальной окраины [1].

3. В рассматриваемом районе влияние на формирование оруденения имеют рифтогенные разломы Жуинского краевого шва и субпараллельные разрывные нарушения, которые по особенностям гравитационного поля и другим признакам, характеризуют глубинную зону долгоживущего разлома (Потороченко А.П., 1977; Макарьев Л.Б., 2021). Месторождения карлинского типа, в основном, приурочены к древним, реактивированным рифтовым структурам фундамента или сети основных разломов, подобных Жуинскому краевому шву [1].

4. Свинцово-цинковое стратиформное оруденение локализуется в рифейских карбонатных толщах с первичным рудонакоплением в условиях рифейского палеобассейна и основным рудоформированием в раннем палеозое и мезозое (Макарьев Л.Б., 2021). Более поздние геологические события связываются со становлением палеозойского Ангаро-Витимского ареал-плутона и мезозойской тектоно-магматической активизацией Сибирской платформы. Они выражены коллизионными процессами покровно-складчатых дислокаций в раннем и позднем палеозое, щелочным магматизмом и гидротермальной деятельностью в позднемезозойское время (K_1). Мезозойская эпоха рассматривается главной в формировании золотого оруденения, сопоставимого с карлинским в карбонатных породах. В процессе формирования месторождений карлинского типа также имела место реактивизация более древних образований процессами тектоно-магматической активизации [1].

5. Спецификой площадей развития свинцово-цинкового оруденения Желиндинско-Оттахского района в целом является региональный характер гидротермальных изменений карбонатных пород, процессов окремнения (джаспероидизация) и последующих процессов окварцевания и карбонатизации (Макарьев Л.Б., 2021). Эти процессы широко развиты в пределах месторождений карлинского типа [1].

6. Минералого-геохимические особенности свинцово-цинкового оруденения Желиндинско-Оттахского района заключается в повышенном и аномальном содержании Hg, Au и Ag. Ртуть представлена в форме метациннобарита. Золото и серебро образует мельчайшие неправильные выделения как в свинцово-цинковых рудах (галените), так и в новообразованном кварце и пирите. Содержания золота достигает 3 г/т и более, серебра 100-5050 г/т (Блинников А.И., 1981). Повышенные содержания ртути совпадают с участками джаспероидизации. В пределах всей площади района широко развиты вторичные геохимические потоки ртути, фиксируемым практически во всех водотоках, а также

вторичных геохимических ореолов серебра, свинца, цинка в ассоциации с ртутью, мышьяком, сурьмой и другими элементами (Макарьев Л.Б., 2021). Геохимическая обстановка в целом рассматривается потенциально перспективной на эпitherмальное оруденение карлинского типа с типовой ассоциацией элементов-спутников (Au с As, Sb, Tl, Ba, Hg в предпочтении к цветным металлам и Ag) [1].

7. Потенциальные перспективы и практический интерес на золотое оруденение карлинского геолого-промышленного типа связывается с Желиндинско-Оттахским потенциально золотоносным свинцово-цинковым районом, имеющим сходство с модельными геолого-структурными обстановками золоторудных месторождений карлинского типа. Аналогичные по обстановкам объекты, которые относятся к месторождениям золота карлинского типа, расположены в восточных регионах России в карбонатных толщах на Урале (например, Воронцовское золоторудное месторождение), в которых имеется приуроченность вкрапленного золото-сульфидного оруденения к карбонатным породам и ряд близких минералого-геохимических характеристик [3]. Совокупность признаков, указанных выше, а также установленная золотоносность измененных карбонатных пород [2], дает основание для прогнозирования оруденения карлинского типа как на неопрогнозированных площадях рассматриваемого района, так и на участках развития свинцово-цинкового оруденения. Постановка специализированных поисков на данной территории целесообразна после проведения дополнительного геологического доизучения в рамках ГДП-200/2, что позволит рекомендовать ее дальнейшее изучение на локализованных перспективных площадях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волков А.В. Геолого-генетическая модель месторождений золота карлинского типа / А.В. Волков, А.А. Сидоров // Литосфера. – 2016. – № 6. – С. 145-165
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская, лист О-50 (Бодайбо). Объяснительная записка. / отв. редактор Л.Б. Макарьев. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.
3. Мурзин В.В. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы / В.В. Мурзин, В.Н. Сазонов, Ю.Л. Ронкин // Литосфера. – 2010. – № 6. – С. 66-73

Кисельников Ю.В. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», СПбГУ), Шнейдер А.Г. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Проскурнин В.Ф. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН БОРЗОВСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Борзовский потенциальный золоторудный узел (ПРУ) располагается на северо-востоке полуострова Таймыр (рис. 1 А). В геологоструктурном отношении приурочен к Мамонтовско-Лаптевской позднерифейской аккреционной зоне [8] Центрально-Таймырской складчатой мегазоны [1]. В строении ПРУ участвуют верхерифейские островодужные базальты, андезиты, дациты (борзовская толща) и несогласно перекрывающие их карбонатно-терригенные углеродистые отложения (продольнинская), зеленосланцево метаморфизованные и сложномятые. Они со структурным несогласием перекрыты верхневендско-нижнепалеозойскими карбонатно-терригенными углеродистыми неметаморфизованными отложениями и прорваны позднепалеозойскими гранодиоритами лодочниковского комплекса (рис. 1б).

Исследование проведено в рамках среднемасштабных геологосъемочных работ ФГБУ «ВСЕГЕИ» по материалам полевых работ 2019 г. (А.А. Багаева, А.Г. Шнейдер, Н.И. Березюк и др.). В соответствии с методикой изучения гидротермально-метасоматических образований [5, 6] в ходе геологических маршрутов осуществлялся равномерный отбор (через 500 м) штуфных проб, образцов и сколков на шлифы и аншлифы. Изучение гидротермально-метасоматических образований (ГМО) проводилось при анализе эпигенетической минерализации в 239 парах шлиф-аншлиф. Выделены группы гидротермально-метасоматических пород со слабыми (5-20%), сильными (20-50%) и полными (50-100%) вторичными минеральными новообразованиями с однотипными ассоциациями гидротермальных минералов. Результаты петрографических работ вынесены на геологическую основу, на которой цветом показаны ГМО разных типов и степеней проявления. В основу геохимических построений положены результаты химического анализа пород, определенные методом ICP-MS в Центральной Аналитической Лаборатории (ЦАЛ) ВСЕГЕИ. Для геохимической характеристики ГМО были составлены графики относительных содержаний рудных элементов в зависимости от степени проявления эпигенетической минерализации. В качестве фоновых значений выбраны медианные содержания элементов в наименее измененных породах.

ГМО в пределах Борзовского ПРУ проявлены в вулканогенных и осадочных породах и связаны с двумя типами процессов: рифейским

динамометаморфизмом и позднепалеозойскими гранитоидами. К ранним образованиям отнесены динамометаморфиты и сопряженные пропилиты, березиты, сульфидно-кварцевые жилы; к поздним – контактовые роговики и пропилиты (табл. 1).

Ранние образования приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного простирания. Динамометаморфиты распространены повсеместно на изучаемой площади (рис. 1 В). Они обладают сланцеватой текстурой, порфиروкластической, лепидогранобластовой, микроплойчатой структурой. Для пород характерен тонко-скрытозернистый матрикс. Минералогические разновидности динамометаморфитов выделяются в зависимости от состава исходных пород (рис. 2 А). В метапелитах, метапесчаниках и метаморфизованных вулканитах среднего и кислого составов главные эпигенетические минералы представлены мелкочешуйчатым мусковитом (серицитом), лейкоксенизированными титанистыми минералами (рутилом, ильменитом), в углеродистых метапелитах дополнительно – графитом. В метабазах развиваются железистый хлорит, актинолит, титанит. Повсеместно присутствует гидроксилapatит в качестве акцессорного минерала. Графит, серицит, актинолит либо железистый хлорит в различных типах пород формируют прожилковые агрегаты вдоль трещин кливажа.

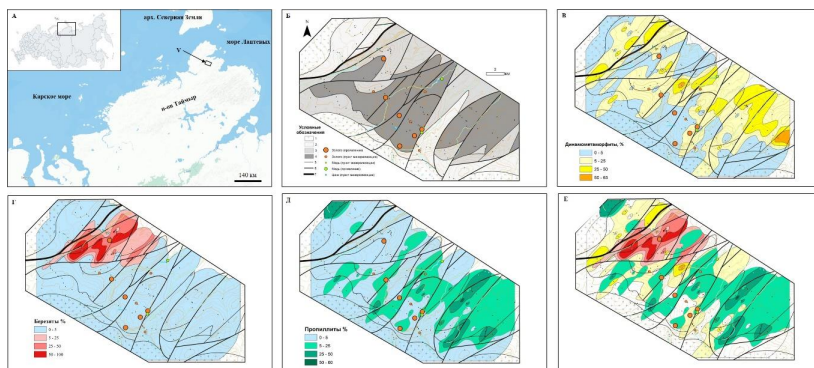


Рис. 1. Географическое положение Борзовский ПРУ (А); схема геологического строения ПРУ (Б) и схемы гидротермально-метасоматической зональности с однотипными ассоциациями гидротермальных минералов (В-Г-Д) и их совмещенная схема ГМО (Е). 1 – гранодиориты лодочниковского комплекса (PZ_3), 2 – карбонатно-терригенные углеродистые неметаморфизованные отложения (V_2-PZ_1); 3 – борзовская вулканогенная толща (RF_3); 4 – продольнинская терригенная толща (RF_3); 5 – границы геологических тел; 6 – разрывные нарушения; 7 – Продольнинский разлом.

Таблица 1*

Выявленные гидротермально-метасоматические (ГМ) ассоциации.

ГМ-ассоциации	Индексы фаций	Главные минералы ГМ-фаций	Исходные породы
Динамометаморфическая	Dnm1	Qtz + Ser + Rt (+Grf)	MT, CB
	Dnm2	Chl + Act + Tit	OB
Березитовая	Brz	Qtz + Ser + Chl + Ank + Py	MT
Роговиковая	Hrf1	Act + Cal + Bt + Ab	OB
	Hrf2	Crd + Bt + And (Sil) + Qtz + Cal	MT, CB
Пропилитовая	Prp1	Chl + Hbl + Ep + Bt	OB
	Prp2	Bt + Ep	MT, CB

Березиты развиты на северо-западе площади и приурочены к северному борту и замковой части антиклинали, формируя линейную зону протяженностью 5 км (рис. 1 Г). Они связаны с катаклазитами постепенным переходом – в последних появляются порфиробласты анкерита, совместные агрегаты кварца, кубического пирита и железистого хлорита (рис. 2 Д, Е). Наиболее проявленные березиты сопровождаются участками маломощных сульфид-кварцевых жил. Сульфиды занимают от 20 до 70% объема жил, представлены, главным образом, пиритом и халькопиритом с интерстиционной структурой. В подчиненном количестве присутствуют кадмиевый сфалерит, селениды свинца, гессит Ag_2Te , бромаргирит AgBr , электрум.

Среди структур контактовых роговиков наиболее распространены порфиробластовая и гранонематолепидобластовая. Роговики представлены двумя фациальными разновидностями. Главными минералами роговиков амфиболовой фации являются кордиерит, андалузит, биотит, силлиманит, кварц, кальцит, редко в роговиках наблюдаются гранат и ставролит. В роговиках альбит-эпидотовой фации преобладает актинолит в ассоциации с кальцитом, биотитом, плагиоклазом. Роговики неширокой, порядка 1-1,5 км, каймой охватывают гранодиоритовый массив.

Для пропилитов характерна темно-зеленая окраска в образце, массивная или сланцеватая текстура, гранонематобластовая структура с элементами сноповой, пойкилобластовой (рис. 2 Б, В, Г). Главными минералами пропилитов, возникших по основным породам, являются альбит, железистый хлорит, эпидот и роговая обманка. Последняя формирует идиобласты, нередко группирующиеся в радиально-лучистые сноповые агрегаты. Выделение более высокотемпературного минерала (амфибола) в более низкотемпературном (хлорите) фиксирует прогрессивный этап пропилитизации, протекающий при повышении температуры. Преобразование вулканитов кислого и среднего составов,

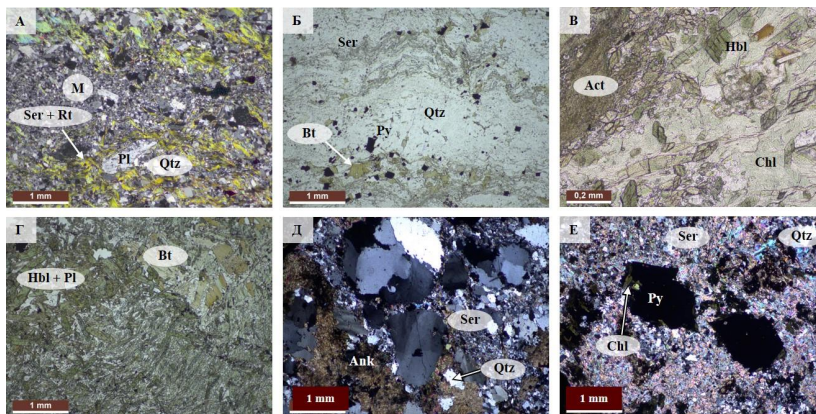


Рис. 2. Петрографические особенности ГМО Борзовского ПРУ. А – агрегат серицита, заполняющий трещины в метаандезите, мелкозернистый кварц-полевошпатовый матрикс (М); Б, В, Г – пропилиты: наложение пропилитовой ассоциации на более раннюю динамометаморфическую (Б); наложение пропилитовой ассоциации (роговой обманки и хлорита) на ранний актинолит, развитый по трещинам кливажа (В); полнопроявленный роговообманковый пропилит по основной породе (Г); Д, Е – березиты по терригенным образованиям: порфиробласты анкерита с включениями кварца (Д), агрегаты зерен пирита с оторочкой чешуй железистого хлорита в серицитовой основной массе (Е). Условные обозначения см. в примечании к таблице 1.

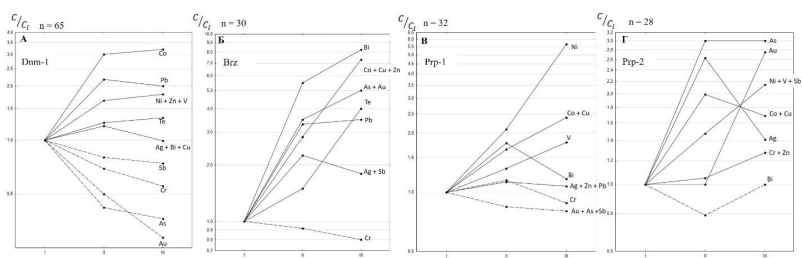


Рис. 3 Геохимические особенности ГМ образований на площади Борзовского ПРУ. I, II, III – степени проявления эпигенетических изменений, C/C_i – содержания элементов относительно слабоизмененных пород

терригенных пород и гранодиоритов Лодочниковского массива выразилось формированием биотит-эпидотовых пропилитов, для которых характерны гранолепидобластовая, порфиробластовая структура. Сrostки чешуй биотита и зерна эпидота накладываются на более ранний серицит в катаклазитах. В направлении от экзоконтакта в пропилитах снижается роль новообразованных минералов. Мощность всего ореола пропилитизации составляет около 8 км.

Схожая зональность гидротермалитов как для древних ГМО в вулканитах [4], так и в экзоконтакте позднепалеозойских гранитоидов [2, 3, 7] отмечалась и ранее.

Геохимические спектры ГМО приведены на рис. 3. По мере нарастания динамометаморфических преобразований в породах накапливается Co, незначительно – Pb, Zn, V, Ni, Te и выносятся Sb, Cr, As, Au. Незменными остаются содержания Ag, Bi, Cu. В ходе развития процессов березитизации в породах растут содержания Bi, Co, Cu, Zn, As, Au, Te, Pb, незначительно привносятся Ag, Sb и выносятся Cr. Пропилитизация метатерригенных пород и метаандезитов сопровождается привносом, главным образом, Ni, в меньшей степени – Co, Cu, V, вынос претерпевают Au, Sb, As. Инертное поведения по отношению к вторичным изменениям демонстрируют Ag, Zn, Pb, Cr. Наложение пропилитовой минерализации на основные вулканиды ведет к увеличению концентраций As, Au, несколько менее интенсивному – Ni, V, Sb, Co, Cu, Ag, Cr, Zn. Содержания Bi в породах в целом практически не меняются.

Выявленные на рассматриваемой территории ГМО характерны для тектоногенной пропилит-серицитолитовой и оксеталитовой региональных метасоматических формаций [6], связанных, соответственно, с региональным метаморфизмом островодужных вулканидов и терригенных толщ и внедрением гранодиоритов Лодочниковского массива в позднем палеозое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
2. Верниковский В.А., Забияка А.И., Забияка И.Д., Сердюк С.С. Региональная зональность гидротермально-метасоматических образований Северо-Восточного Таймыра // Геохимия и петрология рудных районов Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1985. С. 101 – 106.
3. Забияка А.И., Верниковский В.А., Забияка И.Д. Геохимическая модель распределения золота в экзоконтактовом ореоле гранитоидного массива // ДАН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 959 – 962.

4. Захаров Ю.И., Нагайцева Н.Н. Золотоносные аповулканитовые гидротермально-метасоматические образования в позднем докембрии Таймыра / Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части Таймырского полуострова. Л. ПГО «Севморгеология», 1989, с. 81-92.
5. Плющев Е. В., Шатов В. В., Ушаков О. П., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований – Л.: Недра, 1981, 262 с.
6. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 354
7. Проскурнин В.Ф., Фокин В.И. Зональность и рудоносность экзоконтактовых гидротермально-метасоматических образований Коломеевского массива (Центральный Таймыр) // Зап. ЛГИ. 1985. Ч. 104. - С. 27-36.
8. Проскурнин В.Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. СПб, 2013. 40 с.+2 вкл.

Климцев П.В., Еременко Р.У., Игнатов П.А., Поляков В.М.
(ФГБОУ ВО МГРИ)

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДВУХ ПЛОЩАДЕЙ – С КИМБЕРЛИТОМ И БЕЗ ТАКОВОГО

Аннотация: представлена математическая модель сравнения двух участков в Западной Якутии с кимберлитом и без него на основании тектонических и минералогических признаков во вмещающих породах. Рассматривались следующие характеристики: встречаемость, степень пространственной связи с кимберлитами; количества в каждом разрезе нижнего палеозоя по скважине на участках. В исследовании использовались методы статистического анализа - сравнение выборочных долей и кластерный анализ.

Ключевые слова: Сравнение выборочных долей, кластерный анализ, кимберлит, вмещающие породы, тектонические, минералогические признаки, Западная Якутия.

РЕЗУЛЬТАТЫ

При проведении специальной документации керна [1] двух площадей в Западной Якутии – с кимберлитом (46 скважин) и без него (103 скважины) были зафиксированы тектонические и минералогические

признаки во вмещающих осадочных породах кембрия. Площадь участков сопоставимая. Плотность сети бурения на участках практически близкая примерно 100х100 м. Для сравнения площадей были исключены скважины околотрубного пространства, пройденные по сети 20х20м. Также для корректного проведения математических анализов был принят параметр встречаемости признака на пробуренный метр разреза.

На первом этапе исследования были оценены относительная частота проявления выделенных признаков. Расчеты проводились отдельно для каждой площади, где встречался кимберлит или отсутствовал. Вероятность оценивалась по следующей формуле:

$$P = \frac{m}{n}$$

где m – число встреч признака на участке, n – суммарная длина всех интервалов, вскрывших кембрийский разрез.

Результаты расчетов представлены на рисунке 1. Как видно частоты встречаемости части изучаемых признаков на участке с кимберлитом и без такового отличаются. Но эти отличия могут быть кажущимися, вызванными случайным характером собранных данных.

С целью установления значимых отличий по геологическим признакам выполнено сравнение выборок данных, полученных на участках с кимберлитом и без него.

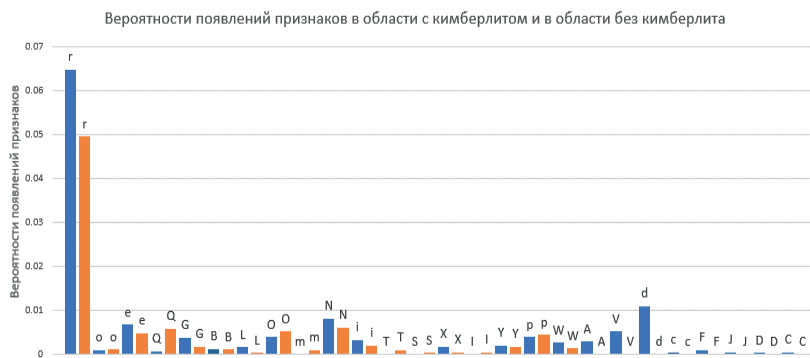


Рис. 1. Диаграмма вероятностей появлений признаков на участках с кимберлитом (синий) и без него (оранжевый). Геологические признаки: тектонические трещины (r), кальцит + пиритовые прожилки (o), прожилки пирита (e), экстенсивная пиритизация (Q), субвертикальные зонки расщелачивания (G), микровзбросы (B), брекчии флюидизитов (L), кальцитовые друзы (O), зияющие трещины (m), субвертикальные про-

жилки кальцита (N), интенсивный пирит (i), перекристаллизация (T), баритовая минерализация (S), складки волочения (X), зоны тектонического дробления (I), угол падения больше 10 градусов (Y), гипсовые прожилки (p), тектонические брекчии (W), микросбросы (A), субгоризонтальные стилолитовые швы (V), оглеение (d), проявления карбонатных эксплозивных брекчий (с), зеркала скольжения с субвертикальным расположением борозд (F), субвертикальные стилолитовые швы (J), системы микровзбросов (D) и микросбросов (C).

Сравнение частот встречаемости признаков выполнено с использованием критерия Пирсона. Выбор этого распределения в данном случае был рационален, так как оно является непараметрическим, т.е. не чувствительным к генеральным распределениям признаков. При проведении расчетов выдвигалась нулевая гипотеза, состоящая в том, что выборки незначимо отличаются по частоте встреч. Альтернативная гипотеза состояла в том, что выборки значимо отличались по частоте встреч признаков. Рассмотрим алгоритм расчетов на примере одного из признаков – тектонические трещины (г),

Признак г	г (есть)	г (нет)	всего
Область с кимберлитом	303	4372	4675
Область без кимберлита	241	4622.1	4863.1
	544	8994.1	9538.1

где: 4675 – суммарная длина разрезов нижнего палеозоя во скважины на участке с кимберлитом, 4863.1 – то же на участке без кимберлита, 544 – сколько всего раз встретился признак в обеих областях (участках), 8994.1 - сколько всего раз не встретился признак на участках, 9538.1 – общее число значений.

В данном случае используется статистика хи-квадрат, распределенная по закону χ^2 , которая находится по формуле

$$\chi^2 = \sum_{i,j=1}^n \frac{(n_{ij} - n'_{ij})^2}{n'_{ij}}$$

где n'_{ij} - число наблюдений, которое ожидалось бы, если нулевая гипотеза была бы верна, n_{ij} – исходное число наблюдений. n'_{ij} находятся по формулам

$$P_0 \cdot 4675, P_0 \cdot 4863.1, q_0 \cdot 4675, q_0 \cdot 4863.1$$

где $P_0 = \frac{544}{9538.1}$ – вероятность встречи признака, $q_0 = 1 - P_0$ – вероятность не встретить признак.

Далее найденное значение сравнивается с критическим $\chi^2_{кр}$, которое определяется при уровне значимости $\alpha = 0.05$ и количеством степеней свободы $\nu = (p - 1)(q - 1)$, где p – число строк, q – число столбцов. Если $\chi^2 < \chi^2_{кр}$, то нулевая гипотеза принимается, вернее говорят, что она не противоречит выборочным данным, в противном случае – принимаем альтернативную гипотезу. Оказалось, что в массиве с кимберлитом значимо чаще встречаются следующие признаки: тектонические трещины, брекчии флюидизитов, складки волочения, микросбросы, субгоризонтальные стилолитовые швы, оглеение, зеркала скольжения с субвертикальным расположением борозд. Статистически данные признаки являются информативными для прогнозирования наличия кимберлита на участках поиска.

Следующая задача состояла в построении в сформированном пространстве признаков двух классов площадей – с кимберлитом и без такового. Пространство признаков было сокращено. Окончательно в пространство признаков были включены именно те геологические признаки, которые с геологической точки зрения являются ключевыми для поиска кимберлитовых тел. После отбора данные были приведены к бинарному виду, то есть, если в скважине встретился признак, он обозначается за “1”, если не встретился – обозначается за “0”. Кластерный анализ был проведен с помощью программы IBM SPSS Statistic 23. Выбор подходящей классификации является неформальным. Поэтому

Таблица 1

Итоговые результаты по методам и мерам кластеризации (желтым цветом отмечены наилучшие результаты кластеризации)

Меры \ Методы	Менструальная связь	Внутригрупповая связь	Ближайший сосед	Удаленный сосед	Центроидная кластеризация	Медианная кластеризация	Метод Уорда
Евклидова	12 из 46 103 из 103	17 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	2 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	38 из 46 100 из 103
квадрат Евклидова	12 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	2 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103
Различия размеров	7 из 46 103 из 103	16 из 46 103 из 103	38 из 46 100 из 103	18 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103
Различия структур	4 из 46 101 из 103	21 из 46 101 из 103	1 из 46 103 из 103	9 из 46 101 из 103	4 из 46 101 из 103	30 из 46 103 из 103	29 из 46 102 из 103
дисперсия	12 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	11 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103
Разброс	1 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	10 из 46 103 из 103	2 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	4 из 46 103 из 103
форма	2 из 46 103 из 103	17 из 46 103 из 103	32 из 46 101 из 103	10 из 46 103 из 103	4 из 46 103 из 103	3 из 46 103 из 103	24 из 46 103 из 103
Простая совпадения	13 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103
4 - точечная корреляция фи	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Лямбда	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
D-индекс Бергера	1 из 46 103 из 103	13 из 46 77 из 103	1 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	5 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	20 из 46 103 из 103
Дайса	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Хамманна	12 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103
Жакара	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Кулчинского 1	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Кулчинского 2	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Ланса-Уильямса	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Оуки	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Роджерс и Танимото	13 из 46 103 из 103	17 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	36 из 46 102 из 103	1 из 46 103 из 103	38 из 46 100 из 103
Рассел и Рао	1 из 46 103 из 103	3 из 46 93 из 103	1 из 46 103 из 103	1 из 46 103 из 103	36 из 46 102 из 103	1 из 46 103 из 103	36 из 46 102 из 103
Сокал и Смит 1	12 из 46 103 из 103	18 из 46 103 из 103	33 из 46 101 из 103	29 из 46 103 из 103	33 из 46 103 из 103	29 из 46 103 из 103	27 из 46 103 из 103
Сокал и Смит 2	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Сокал и Смит 3	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Сокал и Смит 4	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Сокал и Смит 5	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
У Юля	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата
Q Юля	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата	нет результата

классификация проводилась с использованием разных мер расстояния и методов кластеризации. Окончательно была выбрана та классификация, которая имеет корректную геологическую интерпретацию. Результаты кластеризации приведены в таблице 1. Лучшие методики кластеризации были получены в результате применения метода ближайшего соседа [4] с мерой различия размеров, а также метода Уорда с Евклидовой мерой [2] и с мерой Роджерса и Танимото [3].

ВЫВОДЫ

В результате исследования определены признаки, характеризующие геологические поля, где встречается или отсутствует кимберлит. Составлена классификация полей на основании тектонических и минералогических признаков, позволяющая прогнозировать наличие кимберлитовых тел с точностью 82 %, а его отсутствие – с точностью 97 %. Таким образом, удалось повысить обоснованность прогнозирования кимберлита по сравнению с использованием только традиционного метода геологического анализа признаков. Кроме того, метод качественного описания геологических признаков [1] дополнен их количественным анализом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гитис, Л. Х. Статистическая классификация и кластерный анализ: Монография / Гитис Л.Х. - Москва: МГТУ, 2003. - 157 с
2. Дюран Б., Одделл П. Кластерный анализ. «СТАТИСТИКА», Москва, 1977г., 64 стр.
3. Игнатов П.А., Новиков К.В. Полевая диагностика тектонических нарушений и флюидоразрывных образований в кимберлитовмещающих отложениях нижнего палеозоя. АЛРОСА, Мирный, 2019 г., 79 стр.
4. Ким Дж.-О., Мьюллер Ч.У., Клекка У.Р., Олдендерфер М.С., Блэшфилд Р.К.» Факторный, дискриминантный и кластерный анализ». «ФИНАНСЫ И СТАТИСТИКА», Москва, 1989 г., 216 стр.

**ГАЗОВЫЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВЕРУ)
(ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)**

В пределах золоторудных месторождений Енисейского кряжа, в целом, и ВЕРУ в частности, повсеместно определены углеводородные (УВ) и неУВ газы в виде флюидных включений. В рамках исследований термодинамических параметров рудообразования изучался состав флюидов методами рамановской спектроскопии и газовой хромато-масс-спектрометрии (GC/MS). Данными методами во флюидных включениях определены: H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 , низко- и высокомолекулярные углеводороды, S-, N_2 - и галогенсодержащие (F, Cl) соединения (Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Сазонов А.М., Сильянов С. А. и др.) [1]. Выделены типы включений: газовой-жидкие ($J_{H_2O} + \Gamma$); водно-углекислотные ($J_{H_2O} + J_{CO_2} + \Gamma$) и ($J_{H_2O} + \Gamma_{CO_2}$); водно-солевые ($J_{H_2O} + \Gamma + KP$); однофазные жидкие или газовые метан-углекислотные, азот-метан-углекислотные, метановые, азотные ($J_{H_2O} + J_{CO_2}$; $J_{CH_4+N_2+CO_2}$; J_{CH_4} ; Γ_{CH_4} ; Γ_{N_2} ; $\Gamma_{CH_4+N_2+CO_2}$). К настоящему времени вопрос о генезисе газов, содержащихся в минералах в виде флюидных включений, является дискуссионным. Смещение изотопного состава суммарного углерода флюида близко к значениям смещения изотопного состава органического вещества углеродистых сланцев, что может свидетельствовать о взаимодействии растворов и вмещающих отложений, содержащих органическое вещество (ОВ) [2]. С другой стороны, $\delta^{13}C_{org}$ включений керна с повышенным содержанием CO_2 в кварце свидетельствует об эндогенной природе последних [3].

На одном из объектов Верхне-Енашиминского рудного узла авторами впервые исследованы газовые системы свободного выделения из буровзрывных скважин (БВС), а также сорбированные газы керна геологоразведочной скважины, извлеченные методом термовакuumной дегазации. Газовой хроматографией и масс-спектрометрией изучены: компонентный состав, количественные показатели, качественные и генетические критерии газовых систем.

По результатам исследовании свободных газов БВС определен их метаново-кислородно-азотный и углекислотно-кислородно-азотный состав. Неуглеводородная часть газов представлена, главным образом, азотом (от 67,4 до 78,8 % об.), кислородом (14,35 – 20,89 % об.), CO_2 (0,11 – 0,84% об.), водородом (от 0,0008 до 0,073 % об.) и гелием (0,0002 – 0,36 % об.).

Углеводородная часть газовых систем состоит из метана (от 2,20 до 14170 % об. $n \times 10^{-3}$), газообразных C_2-C_4 (от 0,26 – 674,28 % об. $n \times 10^{-3}$) и парообразных C_5-C_6 (0,02 – 7,36 % об. $n \times 10^{-3}$) его гомологов, включая изомерные соединения бутана, пентанов и гексанов. Отмечается низкое содержание ареновых гомологов метана с молекулярной массой по углероду больше 3-х, а объемная доля этилена и пропилена находится на уровне разрешающей способности аналитической аппаратуры.

Средняя объемная доля доминирующего УВ компонента «подземной атмосферы» – метана составляет 0,34 % об., и на несколько порядков превышает значение фоновой концентрации данного газа в приземной атмосфере – 2×10^{-4} % об. (по данным МГЭИК) [4].

Относительное содержание метана в УВ части газовых систем изменяется от 70,1 до 97,1 % отн., при среднем значении 92,7 % отн. (рис 1.). Относительные содержания газообразных и парообразных гомологов CH_4 варьируют от 2,88 до 27,43 и 0,01-5,02 %% отн. соответственно. Следовательно, средний коэффициент жирности углеводородных газов буровзрывных скважин составляет ≈ 8 у.е., что является показателем «полужирного» состава (по И. С. Старобинцу) [5].

Относительное содержание УВ, % отн.

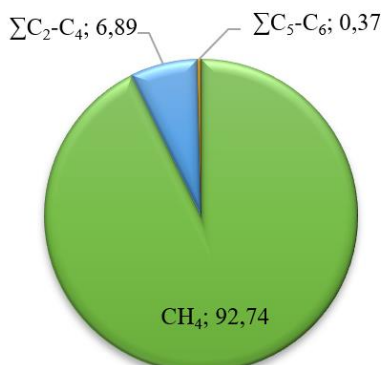


Рис. 1. Среднестатистические показатели относительного содержания УВ компонентов.

Выполнена математическая обработка газо-геохимических данных и определена тесная корреляционная связь между гелием, водородом, метаном, газообразными и парообразными его гомологами, а также отрицательная зависимость перечисленных выше компонентов с кислородом и азотом. (табл. 1).

Таблица 1.

Корреляционная матрица компонентов свободных газовых систем.

	CH ₄	ΣC ₂ -C ₄	ΣC ₅ -C ₆	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	He
CH ₄	1,00							
ΣC ₂ -C ₄	0,89	1,00						
ΣC ₅ -C ₆	0,72	0,87	1,00					
H ₂	0,80	0,47	0,21	1,00				
O ₂	-0,90	-0,68	-0,46	-0,93	1,00			
N ₂	-0,94	-0,87	-0,71	-0,73	0,79	1,00		
CO ₂	0,25	0,23	0,16	0,35	-0,24	-0,36	1,00	
He	0,94	0,73	0,49	0,92	-0,97	-0,86	0,22	1,00

Масс-спектрометрическими исследованиями газов буровзрывных скважин (CO₂ и CH₄) установлено, что смещение изотопного состава δ¹³C для углекислого газа составляет от -28,6 до -9,9 ‰, при среднем значении -13,7 ‰, а вариации δ¹³C метана от -28,6 – -40,1 ‰, что свидетельствует о полигенности газовых систем.

Изучение качественного состава и количественных показателей сорбированных в породе газов произведено методами термовакuumной дегазации и газовой хроматографии.

Сорбированные породами газовые системы характеризуются углекислотно-кислородно-азотным составом (табл. 2).

Таблица 2.

Статические параметры компонентов газовых систем керна

	Объемная доля компонента, п x 10 ⁻³ % об.			Объемная доля компонента, % об.				
	CH ₄	ΣC ₂ -C ₄	ΣC ₅ -C ₆	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	He
мин-макс	2,52-328,4	0,08-51,02	0,03-4,69	0,0005- 0,0067	5,15- 20,91	77,11- 93,83	0,11- 0,91	0,00052- 0,00243
x _{ср}	57,88	6,6	1,21	0,0026	19,62	79,14	0,4	0,00101

Углеводородная составляющая представлена: метаном, газообразными и парообразными его гомологами, включая изомерные УВ, а также присутствием в составе УВ части газов непредельных УВ: этилена, пропилена и бутилена, что является отличительной чертой сорбированных от спонтанно выделяющихся газов буровзрывных скважин.

При исследованиях структурных особенностей УВ на части хроматограмм в высоко температурных областях зафиксированы углеводородные соединения с молекулярной массой более C₆, по мнению авто-

ров, данные пики соответствуют жидким УВ, которые не идентифицируются газoadсорбционной хроматографией.

В керне геологоразведочной скважины, которая вскрыла разрез кординской свиты, представленный тремя чередующимися литологическими разностями пород (пачками): 1-я пачка, кварц-сланцистые сланцы; 2-я – кварц-карбонатные сланцы и третья – черные углеродистые сланцы. Основная часть разреза скважины сложена литифицированными и метаморфизованными осадками углеродистых сланцев (рис. 2).

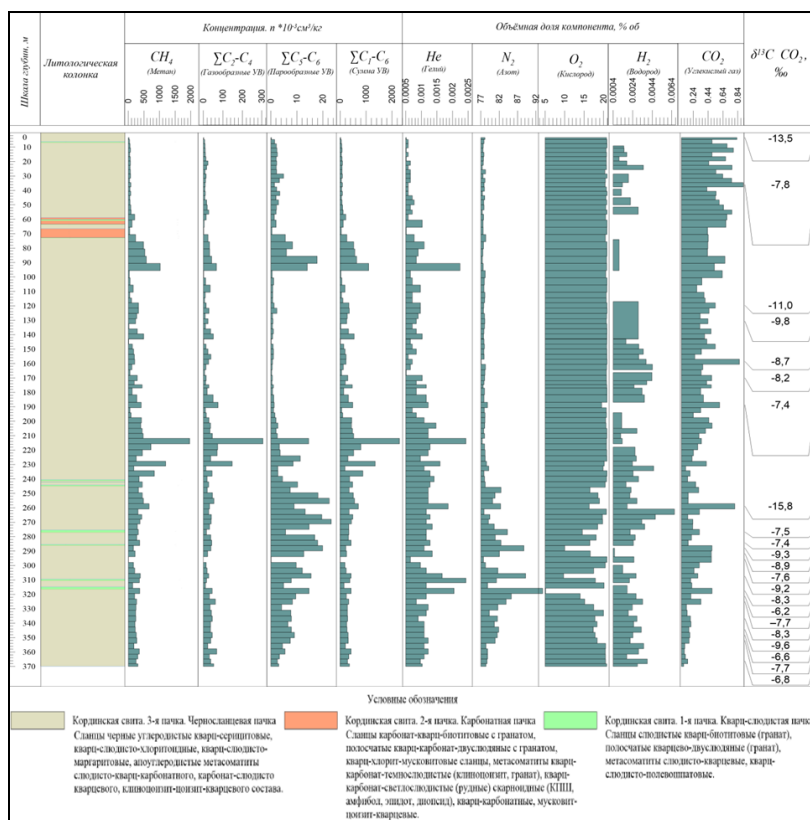


Рис. 2. Распределение компонентов газовых систем и смещение изотопного состава CO_2 по разрезу скважины.

На основе результатов газовой хроматографии сорбированных газов произведен корреляционный анализ (табл. 3).

Таблица 3

Корреляционная матрица компонентов газовых систем керна

	CH ₄	ΣC ₂ -C ₄	ΣC ₅ -C ₆	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	He
CH ₄	1,00							
ΣC ₂ -C ₄	0,83	1,00						
ΣC ₅ -C ₆	0,40	0,35	1,00					
H ₂	-0,14	-0,10	0,01	1,00				
O ₂	-0,15	-0,15	-0,62	0,12	1,00			
N ₂	0,15	0,15	0,63	-0,09	-0,99	1,00		
CO ₂	-0,22	-0,24	-0,32	-0,26	0,15	-0,23	1,00	
He	0,81	0,63	0,55	-0,16	-0,43	0,44	-0,36	1,00

Установлена значимая связь между гелием, метаном, газообразными УВ; азотом, гелием и парообразными гомологами метана. Слабая корреляционная зависимость существует между гелием и азотом. Отмечается значимая отрицательная зависимость между кислородом и парообразными соединениями, а также между кислородом и азотом.

В представительных по содержанию объемной доли двуокиси углерода пробах газовых систем керна исследован изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$. Углерод углекислого газа достаточно тяжелый и характеризуется значительными вариациями изотопных соотношений – от 15,8 до 6,2 ‰.

Обобщая результаты проведенных исследований газовых систем одного из объектов ВЕРУ – отложений кординской свиты сухопитской серии нижнего рифея установлено, что:

- изученные породы склонны к газопроявлению, что подтверждается наличием современного газообразного и парообразного флюидного потока, существенным образом влияющего на формирование «подземной атмосферы» кординской свиты;

- состав газовых систем характеризуется наличием углеводородных и не углеводородных компонентов; углеводородная часть состоит из метана, его газообразных гомологов: этана и этилена, пропана и пропилена, бутана и изобутана; парообразные высококипящие гомологи метана представлены пентанами и гексанами алифатического строения, а также их изомерами; неуглеводородная составляющая флюидов состоит в различных соотношениях из азота, кислорода, двуокиси углерода, водорода и гелия;

- в формировании выше охарактеризованных газовых смесей принимают участие, главным образом, свободные газы спонтанных выделений из буровзрывных скважин, а также газовые составляющие открытых и/или полуоткрытых пор и трещин, изученные авторами в кернах

разведочной скважины; два последних морфо-генотипа, абстрагируясь от их количественных показателей, содержат в углеводородной части однотипный компонентный ряд алкановых, изо-алкановых и часть ареновых высококипящих гомологов метана;

– полигенность газовых систем, а в частности CO_2 и CH_4 , и их генезис связывается с процессами смешивания при миграции в различных соотношениях атмосферного CO_2 , ювенильной двуокиси углерода, водорастворенной углекислоты и углекислого газа нижней зоны каталитической преобразованности ОВ морского генезиса и в меньшей степени с флюидами закрытых пор или газовыми включениями в горных породах; диапазон изотопных значений углерода метана характерен для аквагенного органического вещества, находящегося в нижней термокаталитической, газоконденсато-генерирующей зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гибшер, Н. А. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский край): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, $^3\text{He}/^4\text{He}$ флюидов, Ag-Ag возраст и продолжительность формирования / Н. А. Гибшер, А. А. Томиленко, А. М. Сазонов, Т. А. Бульбак, М. А. Рябуха, С. А. Сильянов [и др.] // Геология и геофизика. – 2019б. – № 9. – С. 1310–1330.
2. Кряжев С. Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // Автореферат д. г.-м. н., М. ФГУП ЦНИГРИ. – 2017.
3. Сильянов С. А. Геология и минералого-геохимические индикаторы генезиса золоторудного месторождения Олимпиада (Енисейский край): дис. – Сибирский федеральный университет, 2020.
4. Соломон С. и др. Изменение климата 2007 г. - основа физических наук: вклад Рабочей группы I в четвертый оценочный доклад МГЭИК. - Издательство Кембриджского университета, 2007. - Т. 4.
5. Старобинец И. С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности и прогноз состава углеводородных скоплений. – Недра, 1986.

Козлов Г.А. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
И ЗОНАЛЬНОСТЬ СТРАТИФОРМНОГО В КАРБОНАТНЫХ
ТОЛЩАХ Pb-Zn ОРУДЕНЕНИЯ КЕТЕМЕНСКОГО
ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА.
РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)**

Свинцово-цинковое оруденение в раннекембрийских отложениях юго-восточной части чехлы Сибирской платформы остается на текущий момент неизученным и не освоенным. До недавнего времени было известно два проявления свинцово-цинковых руд (Куччугуй-Кетеме и Сульфидное) в долине р. Лена юго-западнее г. Якутск с неустановленным генетическим типом. Оруденение локализовано в раннекембрийских карбонатных отложениях фации предрифового склона Западно-Якутского барьерного рифового комплекса [7]. Территория характеризуется простым геологическим строением с субгоризонтальным залеганием пород. В геологическом строении территории потенциального рудного узла принимают участие битуминозные известняки и сланцы синской и куторгиновой свит, пелитоморфные, реже органогенно-обломочные известняки и тонко-мелкозернистые доломиты кетеменской и титаринской свит, а также органогенно-обломочные известняки, доломитизированные известняки, известковые алевролиты и мергели еланской свиты.

Магматические образования в пределах территории представлены рифтогенными гипабиссальными интрузивами долеритов и габбро-долеритов чаро-синского комплекса, которые картируются в западной части площади. Также в пределах площади распространения пород кетеменской свиты выявлены интенсивно измененные и выветрелые базальтоиды, предположительно, раннекембрийского возраста [3;4].

В верхней части водораздельных поверхностей наблюдаются реликты площадной коры выветривания доюрского возраста по карбонатным и магматическим породам каолин-монтмориллонитового состава и ассоциированные с ней площадные зоны гидрогенно-инфильтрационной минерализации железа и марганца.

Оруденение представлено зонами вкрапленной, прожилково-вкрапленной, прожилково-гнездовой до массивной сульфидной минерализации в пределах кетеменской и титаринской свит раннего кембрия.

Полевые и лабораторно-аналитические исследования, проведенные сотрудниками отдела металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГБУ «ВСЕГЕИ» показали, что значительная часть

доломитов в разрезе кетеменской и титаринской свит имеет гидротермально-метасоматическую природу и пространственную связь с зонами джаспероидизации и сульфидной минерализации [3]. Такая ассоциация пород позволила предположить их сингенетичность и рассмотреть в качестве единой гидротермально-метасоматической (Г-М) формации, характерной для стратиформного Pb-Zn оруденения MVT-типа [1-6]. В соответствии с принятой классификацией, разработанной сотрудниками ВСЕГЕИ метасоматиты отнесены к тектоногенной апокарбонатно-кремнистой джаспероидной формации [4; 5].

Внешняя зона Г-М колонки имеет площадное распространение и представлена мелко-среднезернистыми гипидиоморфнозернистыми доломитами с мозаичной текстурой породы и значительной кавернозностью. Данные образования формируют субгоризонтальные зоны в пределах полей развития пелитоморфных известняков и занимают полого-секущее положение по отношению к их напластованию. Мощность зоны вторичной доломитизации варьирует нескольких сантиметров и первых метров в периферийной части колонки, до 30-50 м в её центральной части.

Центральная зона Г-М колонки сложена джаспероидизированными эпигенетическими доломитами с сочетанием мозаичной текстурой зерен мелкозернистого доломита и крустификационными мелко-среднезернистыми агрегатами сидерита, марганцевистого доломита, а также халцедоновидного кварца, реже колломорфно-друзовыми агрегатами халцедона различной степени кристаллизации в ассоциации с рассеянной минерализацией пирита, сфалерита, реже галенита.

Ядерная зона Г-М колонки представлена существенно кварцевыми и халцедоновыми колломорфно-друзовыми мелко-среднезернистыми агрегатами с подчиненными кристаллами доломита, сидерита, марганцевистого кальцита в ассоциации с минерализацией пирита, галенита и сфалерита.

Результаты изучения петрографического и химического состава раннекембрийских карбонатных пород в пределах поля развития гидротермально-метасоматических и рудных образований, показали, что процессы низкотемпературного апокарбонатно-кремнистого метасоматоза привели к интенсивному перераспределению вещества и формированию положительных и отрицательных аномалий элементов. Поля распространения слабо доломитизированных известняков (неполнопроявленных метасоматитов) в пределах Кетеменского потенциального рудного узла ассоциированы с верхней частью разреза кетеменской свиты, в то время как поля распространения полнопроявленных эпигенетических доломитов совпадают с полями выходов титаринской свиты. Джаспероидизированные доломиты и полнопроявленные джаспероиды имеют локальное распространение в пределах территории

и закономерно ассоциированы с рудопроявлениями свинцово-цинковой минерализации. Они сконцентрированы в зонах сопряжения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, но в то же время, геометрия полей их развития имеет и отчётливый стратифицированный облик.

Структура аномального геохимического поля участка выражает концентрическую зональность ГМ системы со стратифицированным характером распределения положительных и отрицательных геохимических аномалий. Анализ корреляционной связи элементов позволил выделить следующие их закономерные ассоциации. Ассоциации Li-Co-Cu-V-Ni и Zr-Rb-Nb-REE-P в пределах площади потенциального рудного узла в значительной степени сопряжены, а их наиболее контрастные мультипликативные аномалии фиксируются в пределах полей развития долеритов чаро-синского комплекса в западной части площади, а также в пределах участков распространения вулканических образований в объеме раннекембрийских карбонатных отложений в устьевой части рек Кетеме и Куччугуй-Кетеме.

Геометризация мультипликативных аномалий Be-Y-Ba-U-W ассоциации имеет неоднозначный характер связи с геологическим строением территории. С одной стороны, мультипликативные аномалии частично соответствуют зоне неполнопроявленных эпигенетических доломитов в долине реки Кетеме, а с другой практически полностью совпадают с областью распространения зон гипергенеза и наиболее контрастные ореолы, выявленные на правом берегу реки Кетеме, отвечают участку развития полнопроявленных каолин-гётит-лимонитовых пород по доломитизированным известнякам кетеменской свиты.

Ассоциация Pb-Zn-Ag-Mn ярко выражена в пределах Кетеменского потенциального рудного узла. Учитывая выявленные литолого-геохимические особенности раннекембрийских карбонатных пород юго-восточной части Восточно-Сибирской платформы [2], данная ассоциация может считаться типоморфной для свинцово-цинкового оруденения территории. Её положительные мультипликативные аномалии в точности совпадают с контурами полей гидротермально-метасоматических образований, а наиболее контрастные аномалии относятся к рудопроявлениям полиметаллической минерализации.

В то же время стронций не формирует устойчивых ассоциаций ни с одним из элементов кроме кальция. Петрографически это выражается его накоплением в кальците неизменных известняков, а также зонах кальцитизации, наблюдающихся в кровельной части коренных выходов и занимающих надрудное положение.

Минералого-геохимические особенности гидротермально-метасоматических и рудных образований территории указывают на про-

странственную и парагенетическую связи низкотемпературных апокарбонатно-кремнистых метасоматитов и свинцово-цинковых руд, отражающуюся в структурах аномальных геохимических полей в пределах Кетеменского потенциального рудного узла. Такая ассоциация позволяет использовать Г-М зональность в совокупности с строением аномального геохимического поля территории в качестве надежных поисковых критериев стратиформного свинцово-цинкового оруденения в раннекембрийских, преимущественно рифогенных отложениях Восточно-Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Донец А.И. Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. / А.И. Донец, Г.В. Ручкин, В.Д. Конкин. // М.: Отечественная геология, 2017. №6. – С. 1-35
2. Донец А.И., Конкин В.Д., Крутий В.М. Метасоматические доломиты – основные рудовмещающие породы Сарданинского рудного района (Якутия) // Геология рудных месторождений. – 1978. – № 6. – С. 90-93.
3. Козлов Г. А. Литолого-геохимические особенности раннекембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской структурно-формационной области Республики Саха (Якутия) и их связь со стратиформным свинцово-цинковым оруденением / Г.А. Козлов, В.Е. Гузев, А.В. Молчанов, А.В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 86. – С. 31–44. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_86_31-44.
4. Козлов Г.А. Минералого-геохимические особенности и рудоносность апокарбонатно-кремнистых гидротермально-метасоматических образований в раннекембрийских отложениях Синско-Ботомской структурно-формационной зоны, Республика Саха (Якутия) / Г.А. Козлов, С.В. Кашин, В.Е. Гузев, А.В. Молчанов, А.В. Терехов // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 88. – С. 65-83. 00–00. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_88_00-00.
5. Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра. – 1985. – С. 247.
6. Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2012. – С. 559.
7. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. Т. 1: Стратиграфия / ред. Ю. Я. Шабанов. – Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. – 2016. – С. 497.

**Корякина А.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, ИГЕМ РАН),
Плотинская О.Ю. (ИГЕМ РАН)**

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В ГРАНАТАХ НА ТАРУТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МЕДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Тарутинское месторождение меди находится примерно в 220 км к югу от г. Челябинска. В геотектоническом отношении оно приурочено к зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны и Зауральского микроконтинента. Месторождение расположено на южном контакте Южно-Карамысовского массива диоритов и плагиогранитов и вулканогенно-осадочной катенинской толщи силурийско-девонского возраста. По останцам мраморов и вмещающих их гранитоидов развиты скарновые тела мощностью от 1–28 м и длиной 50–100 м [1]. Среднее содержание меди при бортовом содержании 0.4% составляет 1.33%. К попутным ценным компонентам относятся золото (0.11 г/т), серебро (9.43 г/т) и железо (27.68%). Утвержденные балансовые запасы медной руды – 4.583 млн т, меди – 63.7 тыс. т. [4].

Целью данной работы стало исследование особенностей минерального состава метасоматитов и руд Тарутинского медноскарнового месторождения. Несколько образцов из скв. 3712 были изучены на микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy-350 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания, аналитик Н.Н. Коротаева). Изучены составы основных минералов, слагающих скарновые тела: гранатов, амфиболов, хлоритов, эпидотов, карбонатов и пироксенов.

Гранаты, главные минералы скарнов, представляют собой идиоморфные зерна с ярко выраженной зональностью (ксеноморфные ядра и гидратированная периферия). Состав изученных гранатов отвечает андрадиту с варьирующей долейgrossулярового минала (от Gr_{15} до Gr_{35}) и с 2–5% пиральспитовой составляющей. Зональность характеризуется изменением состава от центра к периферии ярко выраженным трендом от Adr_{85} до Adr_{65} (рис. 1). Наиболее высокое содержаниеgrossулярового минала отмечено в гранатах образца Т-3712/169,9.

Амфиболы развиваются вокруг зерен гранатов, их в количестве в гранатовых скарнах составляет от 5 до 20%. Также амфиболы образуют собственно амфиболовые зоны, в которых подчиненное значение имеют гранат и клинопироксен. Амфиболы имеют игольчатую форму и принадлежат ряду актинолит-тремолит (от Act_{32} до Act_{49}).

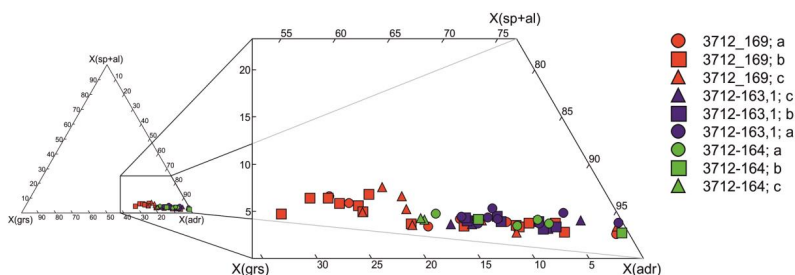


Рис. 1. Составы гранатов из образцов Т-3712-163,1, Т-3712-164 и Т-3712-169,9.

а – ядро, b – промежуточная зона, с – периферия.

Карбонаты присутствуют в виде включений в гранатах, ксеноморфных зерен, а также жил и прожилков, секущих остальные минералы скарнов. Состав карбонатов соответствует кальциту с примесями сидеритового и родохрозитового миалов до 1–2%.

Пироксен по составу отвечает диопсиду. В обратно-рассеянных электронах пироксен имеет мозаичное строение, обусловленное вариациями содержания геденбергитового миала (от Hed_{25} до Hed_{50}) и примесью йохансенитового миала до 1–2%.

Эпидоты встречаются в виде крупных скоплений мелких зерен, ксеноморфных включений в гранатах, вытянутых и таблитчатых зернах, а также в жилах и прожилках вместе с рудными минералами. Состав эпидотов характеризуется примесями V_2O_5 (0,15 - 0,25 мас. %) и MnO (0,2 - 0,5 мас. %).

Хлориты встречаются в виде мелких ксеноморфных зерен и включений в зернах гранатов. Ассоциируют с поздними минералами – кальцитом, кварцем, сульфидами, магнетитом и эпидотом. По составу отвечают ряду клинохлор-шамозит (от Cm_{34} до Cm_{42}).

Рудные минералы представлены (в порядке убывания) пиритом, халькопиритом, магнетитом, гематитом и сфалеритом. Они встречаются в поздних карбонатных, кварцевых и эпидотовых жилах и прожилках, а также в виде включений в гранатах. Магнетит иногда образует массивные скопления совместно с сульфидами, но чаще наблюдается в виде мелкой вкрапленности и тонких прожилков. Пирит и халькопирит встречаются повсеместно, но неравномерно в виде просечек, прожилков и густой вкрапленности. Нередко пирит обрастает кристаллы магнетита. Таким образом, основная часть магнетита образовалась в результате вторичных изменений скарновых тел; гидротермальный процесс

завершился отложением пирита и других сульфидов с одновременной сульфидизацией магнетита [2,3].

На квадрупольном масс-спектрометре Thermo XSeries 2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP213 (ИГЕМ РАН, г. Москва), были проанализированы содержания макро и микроэлементов в гранатах из образца Т-3712-163,1. Были обнаружены примеси: 3000-5000 ppm Mn, 800-1000 ppm V, 400-700 ppm Mg, 150-250 ppm Ti, 2-10 ppm Cr, и 3-15 ppm Y.

Для разных зон граната (ядра, промежуточной зоны и периферии) характерны разные спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 2). Визуально все тренды характеризуются отрицательным наклоном от легких редкоземельных элементов к тяжелым, а также выполаживанием в области тяжелых РЗЭ. Для ядра характерна яркая положительная Eu-аномалия и просадка по Sm; в промежуточной зоне видны менее яркие положительная Eu-аномалия и просадка по Sm; периферическая зона истощена по La и Ce.

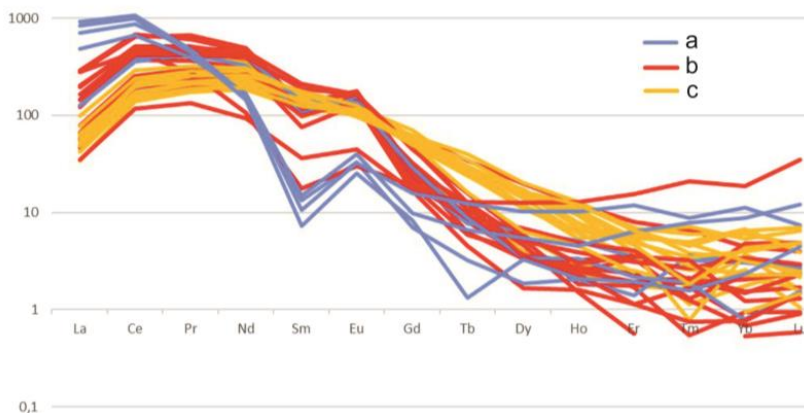


Рис. 2. Нормализованные по хондриту модели фракционирования разных зон гранатов из образца Т-3712-163,1: а – ядро, б – промежуточная зона, с – периферия.

Таким образом, установлено, что амфиболы и пироксены характеризуются преобладанием магнезиальных миналов. А также исследованы составы зон гранатов: состав граната от ядра к периферии становится менее железистым; ядро имеет яркую положительную Eu-аномалию, периферическая зона характеризуется более дифференцированными РЗЭ с большим истощением по тяжелым РЗЭ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабежев А.И., Белгородский Е. А., Сотников В. И., Гмыра В. Г. Скарны Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 46-59.
2. Грабежев А.И., Гараева А.А. Флюидные включения в прожилковом кварце Тарутинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал). Ежегодник-2012, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013, с. 242–245.
3. Грабежев А.И., Гмыра В.Г., Вигорова В.Г., Пальгуева Г.В. Гранаты из скарнов Гумешевского и Тарутинского скарново-медно-порфировых месторождений // Вестник Уральского отделения. 2005. Т. 4. С. 55-60
4. <https://www.rosnedra.gov.ru/article/13497.html>, дата обращения 13/03/2022.

Косбергенов К.М., Утамуродов Э.А., Ганиев С.С.
(ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева)

ДАЙКИ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ КАРАТАУСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (ЮЖНОЕ НУРАТАУ, ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Дайки Каратауского золотоносного пояса отличается значительной пестротой состава. Здесь встречаются дайки диабазов, диабазовых порфиритов, диоритовых порфиритов, микродиоритов, лампрофиров (кампто-спессартитов, спессартитов, керсантитов), тоналит-порфиров, фельзит-порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и др. [1-4], которые связаны с субвулканической деятельностью от силура до нижнего триаса.

Кварцевые порфиры были обнаружены в восточном экзоконтакте Каратауского гранитоидного интрузива (Ханакасай) и далеко за ее пределами (Рис. 1). В основном они приурочены к северо-северо-западным крутопадающим трещинам (60-84°). Структурные особенности, глубина их залегания позволяют отнести их к субвулканическим образованиям. Контакты даек с вмещающими породами караташской свиты (S₁kr) четкие, рвушие. В свою очередь, все дайки пересекаются золотоносными извилистыми кварцевыми жилами, что свидетельствует о дорудном характере этих даек. В западной части интрузива Р.Ахунджановым [1] обнаружены среди экзоконтактовых сланцев две дайки кварцевых порфиров с многочисленными ксенолитами слюдяных сланцев. По его данным [1] абсолютный возраст кварцевых порфиров из дайки среднего течения р.Сармыч 250 + 8 млн. лет – нижний триас.

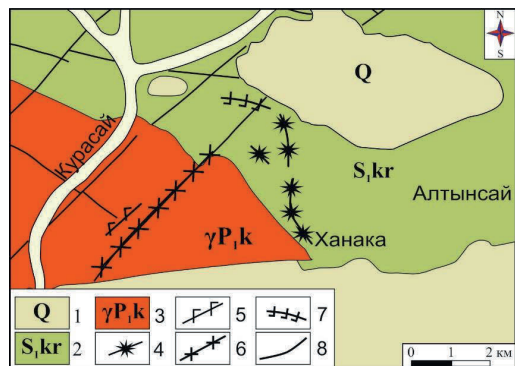


Рис. 1. Схема восточной части Каратауского золотоносного пояса [1].

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – осадочно-метаморфические отложения караташской свиты (S1kr); 3 – биотитовый гранит (главная фаза) Каратауского интрузива (P1k); 4-7– дайковые образования: 4 – кварцевый порфир; 5 – керсантит; 6 – гранит-порфир; 7–кампто-спес-сартит; 8 – разломы.

Дайки кварцевых порфиров обладают светло-зеленовато-серо-розо-ватой окраской, благодаря чему они легко познаются в поле. Характерной особенностью этих даек является их монотонный состав. Структура породы порфировая с полнокристаллической тонкозернистой основной массой (Рис. 2).

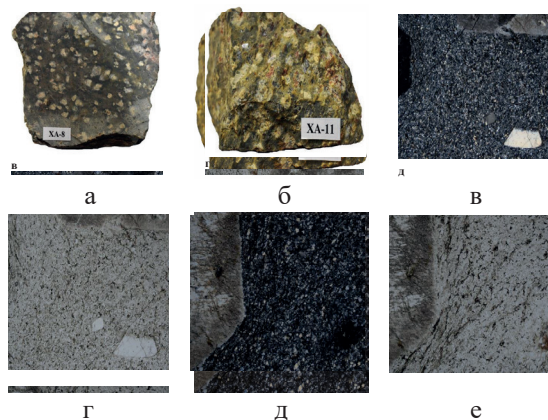


Рис. 2. Дайки кварцевых порфиров (а, б) с крупными вкрапленниками калишпатов и кварца. Основная масса тонкозернистая. Описание и микро-фотографии прозрачных шлифов сделаны с помощью поляризационного микроскопа Nikon Nikon ECLIPSE LV100NPOL. Увеличение 20х и 40х.

Вкрапленники, составляющие до 30% породы, сложены полевым шпатом и кварцем, с преобладанием первого, что передает породе розовый оттенок (Рис. 2 а, б).

Минеральный состав – плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит, карбонат, серицит, апатит, пренит, циркон, рутил, ильменит, пирит, гётит, арсенопирит и рудный минерал.

Структура ее в эндоконтактах стекловатая и с приближением к центральной части даек, переходит через скрытокристаллическую (зерна до 0,05 мм) к мелкозернистой (размер зерен до 0,2 мм).

Химический состав даек кварцевых порфиров характеризуется высоким содержанием кремнезема (70,43-76,8%) и суммарных щелочей (7,86-8,04%) при этом калий преобладает над натрием (Табл.1). На диаграмме TAS фигуративные точки состава кварцевых порфиров попадают в поле распространения трахидацитов, риодацитов и риолитов.

Таблица 1

Химический состав даек кварцевых порфиров [1]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	П.п.п.	Сумма
1	73,98	-	13,87	0,25	1,58	-	0,02	0,73	4,00	3,90	0,80	0,07	0,22	-	1,04	99,46
2	76,08	0,12	12,42	0,16	1,30	0,16	0,01	0,56	2,80	5,24	0,38	0,03	0,33	0,01	0,82	100,42
3	75,64	0,02	12,39	0,65	0,86	0,35	0,01	0,49	2,83	5,03	0,05	0,11	0,20	0,10	1,06	99,79
4	70,43	0,27	15,21	0,68	1,37	0,80	0,04	1,51	3,48	4,46	0,84	0,06	0,14	0,02	1,32	100,63

Анализ спайдер-диаграммы показывает, что вышескларковые содержания имеют молибден, рений, серебро, мышьяк, селен, теллур и висмут (Табл. 2, Рис. 3), которые являются характерными для золотой минерализации.

Таблица 2

Кларк концентрации микроэлементов в кварцевых порфирах (по Виноградову, 1962)

№	Li	Be	Rb	Sr	Cs	Ba	B	P	V	Cr	Mn	Ni	Nb	Ta	Sc	Y	Mo	W*	Re
XA-8	0,41	0,64	0,98	0,13	1,76	0,28	2,27	0,13	0,06	0,25	0,08	0,10	0,79	0,56	0,24	1,16	2,52	1,87	0,71
XA-11	0,30	0,63	1,24	0,13	1,46	0,33	1,82	0,13	0,07	0,27	0,08	0,11	0,65	0,47	0,13	1,00	5,95	1,01	8,27
№	Zr	Hf	Tl	Th	U	Cu	Zn	Ga	Sn	Ag	Cd	In	Pb	As	Se	Sb	Te	Bi	Pt*
XA-8	0,48	3,00	1,02	1,68	2,07	0,42	0,55	1,06	1,31	10,04	1,49	0,31	3,44	112,54	29,35	4,17	54,78	300,56	1,24
XA-11	0,42	2,79	1,16	1,38	2,41	0,89	1,06	1,02	1,26	11,13	1,69	0,27	2,35	83,17	30,25	3,36	85,71	214,97	2,47

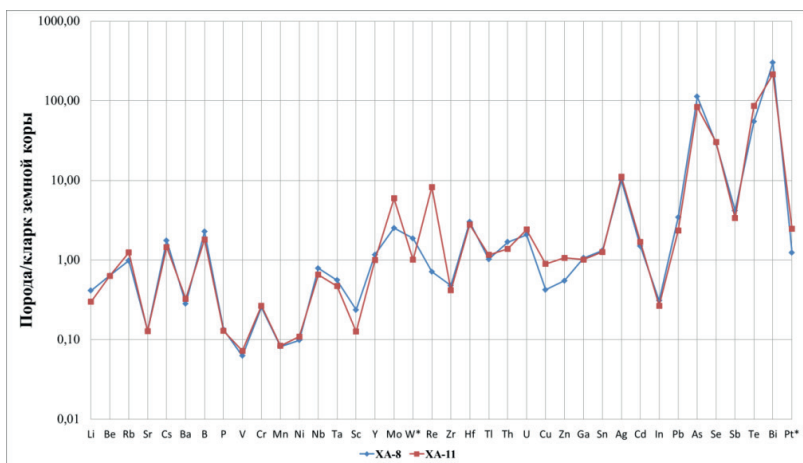


Рис.3. Спайдер-диаграмма для распределения химических микроэлементов в дайках кварцевых порфиров

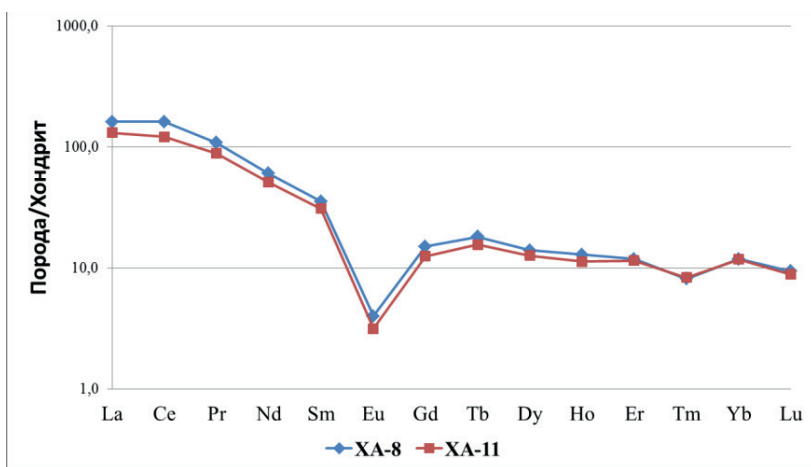


Рис.4. Спайдер-диаграмма для распределения РЗЭ в дайках кварцевых порфиров

На диаграмме (Табл. 3, Рис. 4) хондрит-нормализованное распределение РЗЭ видно, что распределение кривых примерно одинаковое с четким европиевым минимумом, что свидетельствует о значительно низком количестве плагиоклаза среди породообразующих минералов.

Таблица 3
Содержание редкоземельных элементов (г/т) в кварцевых порфирах

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ХА-8	48,37	80,53	10,79	36,23	7,08	0,32	5,99	0,90	4,90	0,90	2,36	0,32	2,36	0,33
ХА-11	39,33	60,63	8,81	30,65	6,18	0,25	4,99	0,78	4,42	0,79	2,30	0,33	2,35	0,31

Выводы. Состав, структурно-текстурные особенности, глубина их залегания позволяют отнести их к субвулканическим образованиям. Им характерна порфировая структура с крупными, округлыми вкраплениями калиевого полевого шпата и кварца. Характеризуются высокими содержаниями тех элементов, которые характерны для золотой минерализации. В целом, результаты исследований могут быть использованы в дальнейшем при поисках новых золоторудных тел как по мере изучения более глубоких горизонтов и флангов пояса. Наличие подобных даек в особо благоприятных условиях может прямо указать на золотое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахунджанов Р. Петрология Каратауского интрузива (Западный Узбекистан) /Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. –Душанбе, 1979. - 24 с.
2. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. -Т.: Фан, 1975. Ч.2. - 431 с.
3. Саидыганиев С., Ахунджанов Р., Аскарлов Ф. Генетический тип гранитов Каратауского интрузива (Нуратинский хребет, Южный Тянь-Шань) /Узб. геол. журн., 1992. - №3-4. -С.23-28.
4. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана /Изох Э.П., Юдаевич З.А., Пономарева А.П. и др. -Новосибирск: Наука, 1975. – 518 с.

**МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ
ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА СУЛЬФИДНЫЙ,
УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА
ШХИПЕРОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

Шхиперовская перспективная площадь расположена на территории Накхатанджинского РУ Кони-Тайгоносской металлогенической зоны, на юго-восточном фланге Мэлдекской интрузивно-купольной структуры. На площади выделен Хрустальный массив габбро-кварцевых диоритов-гранодиоритов, в экзоконтактовой зоне которого—известно несколько проявлений Cu, Mo, Au, Ag. Одним из наиболее перспективных на выявление золото-кварц-сульфидной минерализации является участок Сульфидный, который находится на пересечениях 3х тектонических зон различного направления и приурочен к восточной границе Хрустального массива.

Участок Сульфидный расположен в верховьях руч. Шурфовочный и Костянка (левые притоки руч. Хрустальный), в геологическом строении участка принимают участие вулканогенно-осадочные верхнемезозойские отложения, в пределах которых в ходе полевых наблюдений установлены участки развития пирит-кварцевых, кварцевых, хлорит-эпидотовых и хлорит-карбонатных метасоматитов (пропилиты).

По результатам литохимической съемки и минералогического анализа выделены аномалии золота и элементов спутников, шлиховые ореолы золота, окисленного пирита и гидроксидов железа, агрегатов пород и сростков, эпидота. Шлиховые ореолы самородного золота пространственно сопряжены с ореолами окисленного пирита и гидроксидов железа, также отмечаются на участках преобладания каолинизированных (аргиллизированных) и окварцованных агрегатов пород. Форма ореолов позволяет предполагать наличие структурного контроля золотоносной минерализованной зоны. Наиболее четко проявлена система разрывных нарушений север-северо-восточного направления, отмеченная на картах предшественников, вдоль которой вытянуто тело кварцевых метасоматитов. Ореол эпидота, расположенный на южном фланге участка, вероятно, отвечает зоне пропилитизации на периферии штока Хрустальный.

В результате горнопроходческих работ на участке Сульфидный вскрыты и опробованы потенциально рудоносные зоны, представленные интенсивно сульфидизированными породами (до 10%) с жилами и прожилками кварцевого и хлорит-карбонатного состава.

Минеральный состав сульфидов на участке Сульфидном включает пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Наиболее широко развит пирит, значительно реже халькопирит, арсенопирит; галенит и сфалерит присутствуют в виде единичной вкрапленности в пирите. Пирит-пирротиновые агрегаты преобладают в измененных орговикованных вулканогенно-осадочных породах. Минералы и обломки пород в шлихах покрыты плотной гидрослюдистой глинистой корочкой, что придает некоторую «оглаженность» минералам и обломкам пород, но которая не является следствием окатанности. Минеральная ассоциация с сульфидами полиметаллов и арсенопиритом приурочена к изменённым, окварцованным, сульфидизированным и частично аргиллизированным тоналитам, гранитам и кварцевым жилам. Изученная минерализация может быть отнесена к золото-кварц-сульфидному типу и, вероятно, связана с не выходящим на дневную поверхность интрузивным телом нижнемелового диорит-гранодиорит-тоналитового комплекса, потенциально перспективного на выявление золото-меднопорфирового оруденения.

Установленные на участке Сульфидном шлиховые ореолы золота, зоны метасоматитов различного состава, позволяют предположить наличие на участке Сульфидном минерализованной золотоносной зоны, представленной кварц-полевошпатовыми с пиритом и серицит-каолинитовыми метасоматитами, сульфидной вкрапленностью и редкими кварц-сульфидными прожилками субмеридионального (ССВ) простирания. Участок, предположительно, находится в надрудном периферийном пространстве прогнозируемой МПС (аргиллизитовой зоне).

**Крылов И.О. (МГУ им. М.В. Ломоносова), Никулин И.И.
(ООО «Норникель Технические Сервисы»), Калашников А.О.
(Геологический Институт КНЦ РАН)**

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНЫХ ВКРАПЛЕННЫХ РУД В ПИКРИТОВЫХ ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ АТОМАРНОГО АНАЛИЗА С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕОРИИ ФРАКТАЛОВ

Аннотация. Изучено несколько типов сульфидных вкрапленных руд, распространенных на Восточном фланге Октябрьского месторождения. Проведена 3D томография образцов из различных типов вкрапленных руд с последующей компьютерной обработкой данных. Показано, что фрактальная размерность и анизотропия рудных вкраплений

в габбро-долеритах отражают динамику формирования сложных рудообразующих систем. Установлена закономерность изменения интенсивности минерализации от мощности пластов. Выводы позволяют рекомендовать полученные результаты как дополнительный критерий для выявления во вкрапленных рудах зон с наибольшей интенсивностью рудной минерализации.

Ключевые слова: Норильская металлогеническая провинция, Талнахский рудный район, Октябрьское месторождение, Норильский рудный узел, сульфидные вкрапленные руды, теория фракталов, атомарный анализ.

Октябрьское месторождение является одним из главных месторождений Норильского рудного района. Оно локализовано в пределах Хараслахской мульды - одной из основных структур Норильско-Хараслахского прогиба [1]. Исследуемая крупная пластообразная залежь сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах на Восточном фланге месторождения характеризуется выдержанной мощностью и равномерным распределением полезного компонента [2]. Агрегаты сульфидов заполняют интерстиции между зёрнами породообразующих силикатов, а также образуют отдельные крупные капли.

Минераграфическое описание морфологии сульфидных вкрапленностей позволило выделить три типа минерализации: каплевидную (капельники), интерстициальную и неравномерную каплевидно-интерстициальную. Оруденение с каплевидной сульфидной вкрапленностью характеризуется наличием крупных капель, частично соединённых между собой тонкими ветвящимися сульфидными прожилками. Оруденение с интерстициальной сульфидной вкрапленностью содержит сульфидные минералы в интерстициях породообразующих минералов. Оруденение третьего типа является промежуточным типом между первым и вторым типами. Образцы с тремя различными типами минерализации исследованы методом трёхмерной рентгеновской томографии, что позволило собрать большой объём информации о закономерностях локализации выделений рудных минералов, по сравнению с анализом двумерных срезов (шлифов, аншлифов и полированных штуфов).

Объёмные и морфометрические характеристики представляют собой цифровые данные об объёме, площади поверхности сульфидного агрегата, 3D-фрактальной размерности и анизотропии [3]. По результатам компьютерной обработки 3D томографии, для исследуемых образцов, на основе предварительной информации о минеральном составе и энергии рентгеновского излучения, было выделено четыре различающиеся относительно друг друга фазы, одна из которых объединяет в себе сульфиды и оксиды (таблица 1).

Таблица 1.
Выделяемые в изученных образцах фазы по данным 3D-томографии

Группа	Минералы
Фаза-1	Минералы платиновой группы, галенит
Фаза-2	Сульфиды и оксиды железа: пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, пирит, ильменит, минералы группы шпинели
Фаза-3	Оливин, пироксен, амфибол, биотит, мусковит
Фаза-4	Плагиоклазы, тальк, серпентин

Для определения типов рудной минерализации использовались значения фрактальной размерности и анизотропии рентгеноплотностных фаз 2-4. Фаза 1 встречалась редко, поэтому ее количественные характеристики были исключены из расчетов. На основе уравнений регрессии, полученных при анализе морфометрических измерений и данных геохимии, были рассчитаны граничные значения структурных характеристик для разных типов минерализации, что позволило выявить индикаторные структурные критерии для оценки типов минерализации, которые, в свою очередь, отражают качество руд. В первом типе минерализации объем и фрактальная размерность рудной фазы положительно коррелируют с содержанием халькопирита, пентландита и пирротина. При увеличении содержания магнетита в первом типе оруденения увеличивается площадь поверхности рудной фазы. Во втором типе минерализации эти характеристики положительно коррелируют с содержанием пирротина, халькопирита и хромита. В третьем типе минерализации корреляции между содержанием сульфидов и структурными характеристиками отсутствуют.

Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы о сложной динамике формирования руд, а также могут выступать в качестве дополнительных технологических критериев при геологоразведочных работах и геологическом сопровождении эксплуатационных работ на действующих рудниках, для прогноза вкрапленных руд на флангах месторождений в готовящихся к отработке блоках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология Норильской металлогенической провинции / Под редакцией И. И. Никулина; ПАО «ГМК «Норильский никель». – Москва : МАКС Пресс, 2020. – 524с.
2. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991. No 11. С. 19–27
3. Zuo R., Wang J. Fractal/multifractal modeling of geochemical data: A review //Journal of Geochemical Exploration. – 2016. – Т. 164. – С. 33-41.

Мамедов В.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова), Макарова М.А. (ИГЕМ РАН), Шипилова Е.С. (ИГЕМ РАН), Внучков Д.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова), Боева Н.М. (ИГЕМ РАН), Лопухин М.А. (ФБУ «ГКЗ»)

ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КАЧЕСТВО БОКСИТОВ НА ПРИМЕРЕ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

На площади провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) огромное количество (1129) месторождений и проявлений бокситов в латеритных покровах распределены по широкому диапазону высотных отметок и разнообразных форм рельефа. Здесь сосредоточены более 50% (47085 млрд. тонн) ресурсов бокситов всех тропиков [1]. Такая высокая концентрация бокситоносных латеритных покровов может свидетельствовать о том, что в пределах этой территории были созданы наиболее благоприятные условия сочетания различных эндогенных и экзогенных факторов для образования бокситов. Соответственно, именно в пределах данной провинции можно и следует проводить анализ влияния различных факторов на формирование бокситоносных латеритных кор выветривания. Разнообразие возраста, размеров и форм рельефа, несущих на себе латеритные бокситоносные покровы, позволяет оценить региональные (площадные) геоморфологические факторы.

Самой очевидной геоморфологической закономерностью является сам факт, что месторождения бокситов приурочены к плоским, пологоволнистым и пологоступенчатым вершинам бовалей. Чаще всего это местные господствующие или верхние и средние уровни рельефа, возвышающиеся над пьедестальным уровнем, как правило, не менее чем на 50-80 м, то есть обеспечивающие необходимый промывной режим кор выветривания в сезон дождей. Если на крайнем западе ФДМ вершины бокситоносных бовалей имеют абсолютные отметки от 140 до 300 м, преобладающие 185-300 м, в приосевой части морфоструктуры они не опускаются ниже 500-700 м.

На нижнем геоморфологическом уровне поверхности, где в сезон дождей уровень грунтовых вод поднимается близко к поверхности, бокситоносных латеритных покровов и месторождений бокситов в пределах ФДМ не выявлено.

К факторам регионального масштаба следует отнести особенности распределения бокситоносных латеритных покровов в зависимости от возраста выровненных поверхностей (то есть длительность латеритного

бокситообразования) и их сохранности в различных частях провинции ФДМ. В таблице 1 приведены данные о количестве месторождений вообще и разного масштаба, а также общих ресурсах бокситов, приуроченных к различным по возрасту выровненным поверхностям.

Как видно из этой таблицы, подавляющая часть месторождений и проявлений (68% от общего количества в провинции) приурочено к рельефу средне-позднемиоценового геоморфологического цикла. В пределах этой поверхности сосредоточено и наибольшее количество крупных (95%), более 100 млн. тонн, очень крупных (84%), более 300 млн. тонн и гигантских (86%), более 500 млн. тонн, месторождений.

Таблица 1.

Распределение количества бокситорудных объектов различного масштаба и их общих ресурсов на поверхностях различных геоморфологических циклов в провинции Фута – Джалон-Мандинго

Поверхность	Кол-во мест-й	Общие ресурсы млн. тонн	Различные по масштабам месторождения				
			мелкие до 40 млн. тонн	средние 41-100 млн. тонн	крупные 100-300 млн. тонн	очень крупные 300-500 млн. тонн	гигантские > 500 млн. тонн
Домаастрихтская K_2	2	261	1	-	1	-	-
Африканская $K_2^m-P_2^2$	22	966	15	4	3	-	-
Промежуточный рельеф $P_2^2-N_1^1$	102	3901	80	16	2	3	1
Главная бокситоносная $N_1^2-N_1^3$	768	39853	519	132	96	15	6
Пьедестальная N_2-Q_1	231	1987	226	5	-	-	-
Нижняя Q_{II-IV}	4	46	4	-	-	-	-
Всего	1129	47013,5	845	157	102	18	7

На плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности (Пьедестальном уровне для ФДМ) вообще не встречено крупных месторождений, хотя по общему количеству месторождений этот геоморфологический уровень занимает второе место – около 20% от всего количества в провинции.

На самой нижней эрозионно-денудационной поверхности среднеплейстоценового возраста известно всего 4 объекта на юго-западе провинции. Они образовались, как было описано выше, по нефелиновым

сиенитам (два объекта) и по амфиболитам (тоже два объекта). В обоих случаях бокситы на этих объектах недозревшие (слишком недлительное время латеритного выветривания) с высоким содержанием кремнезема в форме каолинита. По осадочным породам платформенного чехла и долеритам месторождений этого возраста не известно.

Так как масштабы месторождений зависят от сохранившейся площади бовали, то выявленная закономерность отражает степень сохранности крупных фрагментов рассматриваемой поверхности. После среднего миоцена прошло всего 11 млн. лет, тогда как после олигоцена процессы эрозионно-денудационного расчленения длятся 23 млн. лет, а длительность процессов расчленения Африканской поверхности составляет 38 млн. лет. Соответственно, на последней зафиксировано всего 3 крупных месторождения, а очень крупных и гигантских нет. На поверхности Промежуточного рельефа наряду с двумя крупными известно три месторождения очень крупных и одно гигантское.

Приведенный фактический материал показывает очень важное влияние геоморфологического фактора, а именно степени сохранности бокситоносного рельефа в зависимости от его возраста, то есть длительности его последующего расчленения.

Имеющиеся фактические данные по месторождениям позволяют эмпирическим путем определить оптимальную степень расчлененности рельефа.

На залегающих субгоризонтально породах платформенного чехла вертикальная фильтрация не может обеспечить достаточный сброс выпадающих на поверхность бовали дождевых вод, чтобы функционировала гидрогелогическая зона инфильтрации и аэрации. Поэтому, чтобы после дождя зеркало грунтовых вод опустилось, и образовалась гидрогелогическая зона инфильтрации и аэрации, только в пределах которой образуются бокситы [2], необходим дополнительный сброс. Он осуществляется латерально по периметру бовалей.

Количество дождевой воды, выпадающей на боваль, при прочих равных условиях, пропорционально площади, а латеральный сброс пропорционален периметру. Если принять теоретически поверхность бовали как круг, то отношение периметра к площади равно $2/R$. Это значит, что чем меньше величина радиуса, то есть чем ближе от центра бовали к ее краю, тем быстрее происходит сброс воды и осушение зоны инфильтрации и аэрации. Можно считать, что крупные и особенно гигантские месторождения в рассматриваемых геолого-геоморфологических и климатических условиях образовались именно при оптимальных условиях расчлененности рельефа. Были взяты 452 месторождения различного масштаба и по ним замерены фактические отношения периметра к площади.

В результате установлено, что для большинства месторождений эта величина составляет от 1,6 до 2,5 (фиг. 1). Причем в этом же диапазоне находятся крупные и гигантские месторождения (фиг. 2). Однако, очень большое количество месторождений имеет величину отношения периметра к площади больше вышеуказанных – оптимальных, в том числе и значительно, вплоть до 5.9. Такие месторождения следует рассматривать как перешедшие оптимальные условия с точки зрения сохранности бокситоносного рельефа.

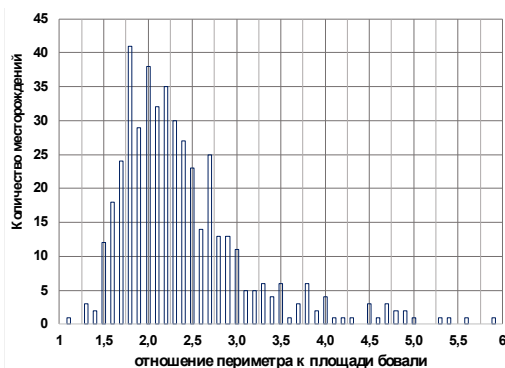


Рис. 1. Влияние степени расчлененности рельефа на количество месторождений бокситов провинции ФДМ.

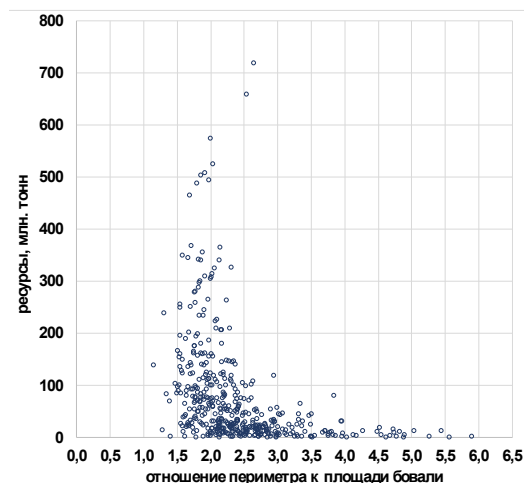


Рис. 2. Влияние степени расчлененности рельефа на масштабы месторождений бокситов провинции ФДМ.

Таким образом, детальное геолого-геоморфологическое картирование и широкие поисково-разведочные работы в пределах бокситоносной провинции ФДМ позволили определить региональные геоморфологические факторы, которые повлияли на распределение и качество залежей бокситов. Наибольшее количество месторождений (68%) и наибольшие ресурсы (85%) бокситов приурочены к поверхности средне-позднемиоценового цикла, что позволило назвать ее Главной бокситоносной поверхностью провинции ФДМ. Оптимальная расчлененность бокситоносного рельефа для данных геолого-геоморфологических условий находится в диапазоне 1.6-2.5, более высокие значения свидетельствуют о переходе к физической деградации (излишней расчлененности).

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП «ИГЕМ АНАЛИТИКА».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мамедов В.И., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Макарова М.А., Боева Н.М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка).^[1] Часть 1: общие сведения // Геология рудных месторождений. – 2020. – Т. 62, № 2. – С. 178–192. DOI: 10.31857/S0016777020020021
2. Mamedov V.I., Boufeev Y.V., Nikitine Y.A. Geologie de la republique de Guinee. Min. des Mines et de la Geologie de la Rep. De Guinee; GEO-PROSPECTS Ltd; Univ. d’Etat de Moscou Lomonossov (Fac. Geol.) Conakry – Moscou: Aquarel, 2010.

Михайленко Д.С., Корсаков А.В., Губанов Н.В. (ИГМ СО РАН),
Подугольников Е.В., Степанов А.С. (CUG)

МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КСЕНОЛИТАХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Мантийные эклогиты являются уникальным источником информации об эволюции древней океанической коры и процессах, происходящих в верхней мантии. Ксенолиты мантийных эклогитов из кимберлитов являются наиболее глубинными метаморфизованными разновидностями глубоко субдуцированных океанических пород [1]. По минеральному составу среди мантийных эклогитов преобладают биминеральные высокobarические разности [4], состоящие из граната, омфацита и

аксессуарного рутила, в то время как кианитовые и коэсит-кианитовые эклогиты являются более редкими разновидностями [6].

В связи с трудностью определения первичного минерального состава значительной проблемой при изучении эклогитов из кимберлитов является реконструкция протолита этих пород. Валовый реконструированный состав мантийных ксенолитов эклогитов из кимберлитов в большинстве своем характеризуется значительной деплетированностью по содержанию легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ, La-Sm), что объясняется результатом частичного плавления протолита (океанических пород) в процессе субдукции на мантийные глубины [5]. Однако измеренный валовый состав эклогитов, в отличие от реконструированного, не имеет обедненности по содержанию ЛРЗЭ [2]. Этот факт может объясняться тем, что при реконструкции валового состава используются гранат, клинопироксен и, гораздо реже, рутил/кианит, что не может охарактеризовать первичный химический состав породы из-за того, что концентрации некоторых элементов (таких как ЛРЗЭ, U, Th, Nb и Ta) контролируют акцессорные минералы (например, лавсонит, алланит, слюды, сульфиды, титанит и др.). Цель нашего исследования заключалась в систематическом и детальном минералого-петрографическом изучении первичных/вторичных акцессорных минералов из ксенолитов эклогитов кимберлитовой трубки «Удачная».

Изученные эклогиты из кимберлитовой трубки «Удачная-Восточная» имеют массивную текстуру и гранобластовую среднезернистую структуру с размером зерен от 0.5 до 2 мм. Породообразующие минералы представлены оранжево-красным гранатом и светло-зеленым/молочно-белым омфацитом. Первичные минералы интенсивно изменены: зерна граната окружены различными по мощности келифитовыми каймами; первичный клинопироксен (омфацит) частично замещен «губчатой» структурой, состоящей из диопсид-плагиоклаз-калишпатового симплектита; кианит фрагментарно замещен плагиоклаз-корунд-шпинелевым симплектитом, а реликты коэсита окружены псевдоморфозами кварца с характерными палисадными структурами. Акцессорные минералы представлены первичными: кианитом, коэситом, алмазом, графитом, рутилом, пентландитом, пирротинном и халькопиритом; вторичными: шпинелью, плагиоклазом, корундом, ильменитом, титанитом, амфиболом, хлоритом, кальцитом, флогопитом, мусковитом, джерфшерином, серпентином и др. (табл. 1).

Из всего широкого разнообразия акцессорных минералов в описанных ранее мантийных эклогитах, в нашей работе найдены два принципиально новых – алланит и титанит.

Идиоморфные зерна алланита (~50-70 мкм) диагностированы в межзерновом пространстве на границе между гранатом и омфацитом в окружении вторичных минералов (диопсид, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, содалит, кальцит и др.). Алланит характеризуется крайне высокими концентрациями легких и средних РЗЭ (~10 – 14.7 мас. %), Sr (0.2-0.4 мас. %) и Th (2-5 гр/т).

Таблица 1.

Схема, демонстрирующая основные этапы образования породообразующих и аксессуарных минералов эклогитового парагенезиса в процессе эволюции породы.

Минерал	"Первичный" минерал	Специфичные процессы преобразования породы		
		Мантийный метасоматоз	Транспортировка кимберлитовым расплавом на поверхность	Вторичные изменения (Гидротермальные)
Омфацит	+			
Гранат	+			
Кианит	+			
Коэсит	+			
Рутил	+			
Алмаз	+	+		
Графит	+	+		
Циркон	+	+		
Титанит	+	+	+	
Кальцит	+	+	+	
К-рихтерит	+	+		
Апатит			+	
Корунд	+		+	
Алланит	+	+	+	
Диопсид			+	
Калиевый полевой шпат			+	
Плагиоклаз			+	
Кварц			+	
Шпинель			+	
Флогопит			+	
Бiotит			+	
Мусковит			+	
Пентландит	+	+		
Пирит	+	+		
Халькопирит	+	+		
Джерфшерит			+	+

Пикроильменит		+	+	
Фторапатит			+	
Ильменит			+	
Содалит			+	
Оливин		+	+	
Ортопироксен		+	+	
Санидин			+	
Серпентин				+
Клинохлор				+

В межзерновом пространстве также диагностированы идиоморфные зерна титанита размером 40-100 мкм. Помимо этого, титанит обнаружен в продуктах замещения рутила. В титаните, находящемся в межзерновом пространстве, присутствуют многочисленные включения апатита и клинопироксена. Титанит содержит высокие концентрации легких и средних РЗЭ, а также F (0.1-1 мас. %) и ZrO (~ 0.5 мас. %)

Ранее было показано, что мантийные ксенолиты из кимберлитов содержат ряд акцессорных «ключевых» минералов-концентраторов: апатит (Р-ЛРЗЭ), перовскит (ЛРЗЭ, Nb, Ta), кальцит/арагонит (Sr, Ba), рутил (Ti, Nb, Ta) и слюды (Ba, Rb, Cs). Среди перечисленных минералов в ксенолитах эклогитов широко представлены лишь «первичные» рутил и флогопит, а также метасоматически наложенные кальцит и апатит (единичные упоминания).

Алланит – акцессорный минерал в метаморфических породах различной степени глубинности, контролирующий концентрацию 90% ЛРЗЭ и тория, а также 75% урана [3]. Экспериментально было продемонстрировано, что алланит стабилен вплоть до 4.5 GPa и 1050 °C в различных коровых породах [3].

На сегодняшний день, преобладает точка зрения, что деплетированность валового состава эклогитов по содержанию ЛРЗЭ связана частичным плавлением протолита в процессе субдукции, при котором происходила миграция ЛРЗЭ в расплав, который становился основным концентратором ЛРЗЭ, Th и U [5]. Однако измеренный валовый состав эклогитов, в отличие от реконструированного, не имеет деплетированности по содержанию ЛРЗЭ [2]. Этот факт может объясняться тем, что при реконструкции валового состава используются гранат, клинопироксен и гораздо реже рутил/кианит. Этот минеральный состав не может полностью охарактеризовать первичный химический состав породы из-за того, что концентрации некоторых элементов (таких как ЛРЗЭ, U, Th, Nb и Ta) контролируют другие акцессорные минералы. Например, ранее было установлено, что разница содержания ЛРЗЭ в породе между

рассчитанным и измеренным валовым составом может быть скорректирована с учетом алланита $4 \cdot 10^{-4}$ [7]. Помимо алланита, важную роль в валовом составе породы может играть титанит, который заслуживает отдельного внимания при изучении акцессорных минералов в ксенолитах эклогитов из кимберлитов.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать вывод о крайней важности алланита и титанита в мантийных породах. Оба эти минерала были упущены из виду в силу крайне неравномерного распределения в породе. Тем самым, алланит и титанит играют важную роль при расчете валового состава породы, что может значительно повлиять на реконструкцию метаморфической истории и, как следствие, установлению протолита для глубоко субдуцированных эклогитов из кимберлитов. Тем не менее, вопрос происхождения этих минералов в мантийных эклогитах остается крайне дискуссионным и требует дальнейшего комплексного изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Наука, 1974. – Т. 183.
2. Agashev, A. M., Pokhilenko, L. N., Pokhilenko, N. P. and Shchukina, E. V., 2018, Geochemistry of eclogite xenoliths from the Udachnaya Kimberlite Pipe: Section of ancient oceanic crust sampled: *Lithos*, v. 314, p. 187-200.
3. Hermann, J., 2002, Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust: *Chemical Geology*, v. 192, p. 289-306.
4. Jacob, D. E., 2004, Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites: *Lithos*, v. 77, no. 1-4, p. 295-316.
5. Jerde, E. A., Taylor, L. A., Crozaz, G., Sobolev, N. V. and Sobolev, V. N., 1993, Diamondiferous eclogites from Yakutia, Siberia: evidence for a diversity of protoliths: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 114, no. 2, p. 189-202.
6. Sobolev, N. V., 2006, Coesite as an indicator of ultrahigh pressures in continental lithosphere: *Russian Geology and Geophysics*, v. 47, no. 1, p. 94-104.
7. Tribuzio, R., Messiga, B., Vannucci, R. and Bottazzi, P., 1996, Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones: *Geology*, v. 24, no. 8, p. 711-714.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «ЛИНЕЙНОЕ» РАССОХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Основная масса открытий свинцово-цинковых объектов пришлась на вторую половину 20-го века, с 60-х по 90-е годы, когда в регионе проводились массовые поисковые работы. Эти поиски расширили ресурсный потенциал Енисейского кряжа на полиметаллы, что выражалось в открытии ряда проявлений и участков с Pb-Zn минерализацией, в последствии вошедшие в состав Ангарского (Горевское месторождение), Рассохинского (участки Линейный, Лимонитовый), Морянихинского (рудопроявления Меркурихинское, Морянихинское, Тенегинское, Токминское, Сухопитское) и др. рудных узлов.

Одним из основных источников полиметаллов в России является расположенное в 40 км от устья р. Ангара Горевское месторождение, которое может обеспечить непрерывную работу рудника, при ежегодной добыче 2500 тыс. т руды в год, вплоть до 2035 года [1, 2]. Уменьшение ресурсной базы полиметаллов в регионе ожидается в середине 30-х годов 21 века [1]. Это предопределило активизацию геологоразведочных работ на потенциально перспективных площадях. В настоящий момент ведутся поисковые и оценочные работы в пределах Рассохинского и Морянихинского рудных узлов.

Расширение работ в пределах Рассохинского и Морянихинского рудных узлов, определило необходимость построения прогнозно-поисковых (геологической, геохимической и минералогической) моделей этих объектов с целью дальнейших поисков однотипных месторождений в пределах Енисейского кряжа.

В данной статье представлена обобщённая геохимическая модель перспективного рудопроявления Линейное (участок Правобережный), Рассохинского рудного узла, построенная по материалам геолого-разведочных работ 2017-2019 гг.

Проявление Линейное, Рассохинского рудного узла, расположено в 30 км на СЗ от Горевского месторождения и относится к колчеданно-полиметаллической формации в углеродистых породах. Проявление локализовано в терригенно-карбонатных отложениях тунгусикского и ширококинского стратиграфических уровней.

Рудопроявление размещено в ядре антиклинали, сложенной углеродистыми и карбонатно-углеродистыми сланцами первой пачки верхнепотоскуйской свиты. Главное рудное тело участка Правобережный прослежено до глубины 250 м, имеет мощность до 30 м и протяжённость до 430 м.

Минеральный состав колчеданных руд представлен пиритом (80–90 %), галенитом, сфалеритом, реже встречается халькопирит, арсенопирит, марказит, бурнонит, магнетит, пирротин, вюртцит, ильменит. Среднее

содержание Pb в рудах составляет 1,09 %, Zn – 4,23 %. До глубины 120–130 м руды проявления интенсивно окислены. Прогнозные ресурсы по кат. P₂ (тыс. т.) оцениваются: Pb – 200, Zn – 1300 (Горбунов, 1973; Лапшин, 1990).

В качестве аналитических материалов для изучения геохимической зональности и построения геохимической модели проявления были задействованы результаты РФА (по вмещающим породам) и ICP ORE (по рудной зоне) анализов 286 проб и 1960 проб соответственно, на 19 элементов (Ag, As, Bi, Ca, Cd, Co, Cu, Fe, Hg, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Sb, Tl, Zn), а так же блочная модель построенная в пределах каркасов рудных тел. При дальнейших статистических исследованиях и построениях было решено исключать Bi, Mo, Ni, Sb, Tl т.к. полученные по ним данные не являются представительными.

Закономерности распределения элементов в объёме месторождения изучены с использованием трехмерной блочной модели рудных тел и объёмных геохимических моделей. Создание блочной модели осуществлялось в горно-геологической информационной системе (ГГИС) Micromine по традиционной для трехмерного моделирования методике [3]. Интерполяция содержаний элементов осуществлялась методом обратных анизотропных расстояний. Объёмные геохимические модели элементов были построены в ГГИС Leapfrog geo, тренд был задан согласно падению рудного тела (падение под 60° по азимуту 12°).

Для построения объёмных моделей распределения геохимических ассоциаций, элементы были сгруппированы в мультипликативные ореолы по ассоциациям, выделенным при факторном анализе. По выявленным ассоциациям элементов в ГГИС Micromine и Leapfrog Geo были построены объёмные модели распределения ассоциаций элементов и проведён их анализ взаимоотношения с рудными телами и вмещающими породами (рис. 1, 2).

В распределении элементов наблюдается чёткая приуроченность к отдельным литологическим разностям и частям геологического разреза. По распределению элементов в пределах геологического разреза было выделено три группы элементов.

В первую группу можно отнести элементы, тяготеющие к верхней части разреза (т.е. приповерхностная зона) и локализованные во вмещающих породах со стороны висячего крыла, к ним относятся Ag, Cu, Fe, As, Co. Однако кобальт, в целом, слабо проявлен на рудопоявлении. Ореолы Ag и Cu, вероятно, отражают распределение минералов сульфосолей (предположительно бурнонита) в зоне развития коры выветривания. На развитие коры выветривания также указывает распределение Fe.

Во вторую группу были отнесены Pb, Zn, Cd, Fe, S и As, локализованные в пределах рудной зоны. Ореолы Fe, S и As связаны с распределением пирита в т.ч. его мышьяковой разновидности. Pb, Zn и Cd являются собственно рудными и показывают распределение галенита и сфалерита в пределах рудного тела.

Ореолы Ca, Mg, Mn и P отнесены в третью группу. Они локализованы в карбонатных породах со стороны лежащего крыла рудного тела. Ореолы Ca и Mg проявлены в углисто-глинистых сланцах. Подобное распределение так же отмечено у Mn с P. Однако основные концентрации последних, локализованы в преимущественно известково-глинистых сланцах. Также их повышенные концентрации отмечены в зоне развития коры выветривания. Очевидно, Mn и P имеют органическую природу.

Выделенные три группы элементов соответствуют надрудной (Ag, Cu, Fe, As, Co), рудной (Pb, Zn, Cd, Fe, S, As) и подрудной (Ca, Mg, Mn, P) части разреза (относительно плоскости рудного тела). Факторным анализом в программе STATISTICA были выявлены следующие основные ассоциации элементов:

F1 – Pb (0,95)-Cd (0,92)-Zn (0,72)

F2 – Ca (-0,91)-Mg (-0,9)

F3 – S (0,93)-As (0,92)-Fe (0,89)

F4 – Ag (0,89)-Cu (0,81)

F5 – P (0,84)-Mn (0,82)

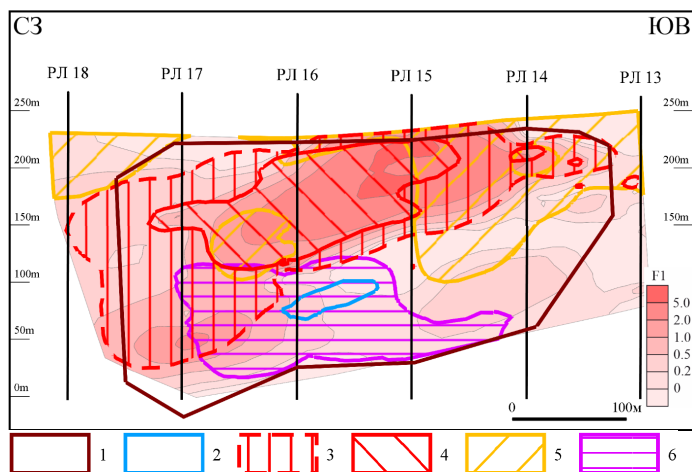


Рис. 1 Распределение мультипликативных ореолов F1-F5 на продольном разрезе.

Условные обозначения: 1 – проекция контура рудного тела на вертикальную плоскость, 2 – распределение мультипликативного ореола F2 (более 0), 3 – распределение мультипликативного ореола F3 (более 30), 4 – распределение мультипликативного ореола F3 (от 15 до 30), 5 – распределение мультипликативного ореола F4 (более 2,5), 6 – распределение мультипликативного ореола F5 (более 0,2).

Фактор F1, как можно видеть из набора элементов и его распределения (рис. 1, 2), является рудным. Повышенные положительные значения его в объёмной модели локализованы в пределах рудных тел, при этом основная часть ореолов распространена в приповерхностной зоне (240-140 м) между РЛ 14-16. На рисунке 1, в распределении фактора F1 и F3 отмечается восстающий с СЗ на ЮВ рудный столб.

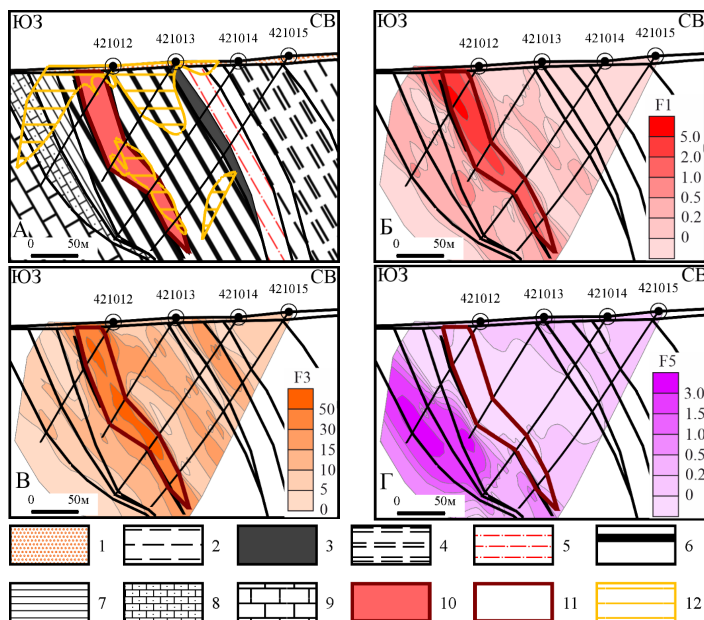


Рис. 2 Взаимоотношение литологических разностей пород Линейного рудопрооявления с ассоциациями элементов на РЛ 16: А – геологический разрез, Б – рудный фактор F1, В – пиритовый фактор F3, Г – породный фактор F5.

Условные обозначения: 1 – четвертичные глины, 2 – сланцы алевроито-глинистые, 3 – сланцы алевроито-углисто-глинистые, 4 – сланцы алевроито-глинистые (тектоническая зона), 5 – интенсивно ожелезнённые и выветрелые до глинистого состояния сланцы алевроито-глинистые, 6 – сланцы углеродисто-глинистые с пиритовой минерализацией, 7 – интенсивно смятые до глинистого материала углеродисто-глинистые сланцы (тектоническая зона), 8 – сланцы известково-углисто-глинистые, 9 – известняки глинистые, 10 – кварц-сульфидная минерализация с пиритом, галенитом и сфалеритом (рудное тело), 11 – контур рудного тела, 12 – распределение сульфосолевого фактора F4.

Факторы F2 и F5 являются отражением вмещающих пород. Их объёмные модели формируют положительные значения во вмещающих породах, а высокие положительные значения фактора тяготеют к сланцам углисто-глинистым, известково-углисто-глинистым и глинистым известнякам со стороны лежащего блока рудного тела.

Фактор F3 отражает распределение пирита в пределах рудного тела (рис. 2), а также формирует оконтуривающий ореол (рис. 1), т.е. отражает обильную вкрапленность пирита по всей рудной зоне с максимальными концентрациями в пределах рудного тела. Как можно видеть из рисунка 1, центр ореолов фактора F3 по простиранию смещён на СЗ относительно рудного фактора F1.

Ассоциация Ag-Cu (F4), отражает распределение сульфосолей в приповерхностной части месторождения, в пределах развития коры выветривания. Повышенные значения приурочены к верхней (приповерхностной) части, в районе РЛ 13-15, среди сланцев углеродисто-глинистых, которые перекрываются сланцами алевро-углисто-глинистыми, ореол прослеживается до глубин 100 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Корчагина Д.А., Серавина Т.В., Кузнецов В.В. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы России. Сборник докладов десятого международного конгресса Цветные металлы и минералы, 2018, 1202-1207 с.
2. Кузнецов В.В., Инякин А.В., Серавина Т.В. и др. Перспективы выявления месторождений свинца и цинка в пределах Салаирской и Ангара-Большепитской минерагенических зон. Сборник докладов одиннадцатого международного конгресса Цветные металлы и минералы, 2019, 677-686 с.
3. Муромцев Е.А., Фисенко В.Г. Геохимическая зональность Северо-Западного рудного тела Горевского свинцово-цинкового месторождения // Сборник докладов одиннадцатого международного конгресса «Цветные металлы и минералы». 2019. С. 692-699.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТА КИИКТАУ

Рудопроявление золота Кииктау является составной частью Джитымтау-Кииктауского потенциального рудного поля, которое расположено в восточном окончании горной гряды Букантау (Центральные Кызылкумы), на одноименных горных возвышенностях.

Административно площадь относится к Тамдынскому району Навоийской области Республики Узбекистан. Ближайшими населенными пунктами являются поселок Янги-Чорва (12 км) и пос. Тамды (40 км), город Зарафшан (110 км).

Площадь потенциального рудного поля относится к Северо-Букантауской структурно-формационной зоне, которая отделена от Южно-Букантауской Серверо-Букантауским глубинным разломом. В пределах этих структурно-формационных зон складчатый комплекс основания характеризуется различным геологическим строением и, соответственно, особенностями состава слагающих их отложений.

Наиболее сложное строение имеет зона Серверо-Букантауского глубинного разлома шириною 2,0-2,5 км. В ее составе выделяется несколько разномасштабных блоков-плит, сложенных породами разного возраста и разнообразного состава, в том числе, верхнепротерозойскими отложениями кокпатасской свиты и, в основном, неразделенными отложениями ордовика, силура, девона и каменноугольного возраста. Среди последних четко выделяются отложения кембрий-девонской кумбулакской и среднедевонской-среднекарбоновой тубабергенской свит. Кумбулакская свита представлена ортосланцами (метабазальтоидами) с линзовидными прослоями светлых афанитовых кремне-кварцитов и мраморизованных доломитов. Сланцы преимущественно альбит-амфиболовые, плагиоклаз-эпидотовые, альбит-хлоритовые, альбит-актинолит-эпидотовые. С амфиболитами пространственно и генетически связаны гипербазиты и серпентиниты букантауского комплекса, как правило, приуроченные к основанию разреза свиты. Они образуют небольшие и мелкие тела (протяженность - десятки, редко сотни метров при мощности 1-30 м), располагающиеся цепочкой вдоль тектонических зон среди пород кумбулакской и тубабергенской свит - маркируют зону Букантауского глубинного разлома.

Породы тубабергенской свиты представлены лавами и туфами базальтов, трахибазальтов, андезитов, дацитов с прослоями кремней, туфопесчаников, туфоконгломератов, глыбами известняков. Преобладают вулканиды основного состава. Образования тубабергенского субвулка-

нического комплекса составляют небольшие силлообразные и дайкообразные тела в покровных образованиях тубабергенской свиты, а также в метаморфических сланцах кумбулакской свиты. Протяженность тел от 20 до 150 м при мощности от 1,5 до 40 м. По вещественному составу они представлены пикритовыми, базальтовыми, трахибазальтовыми порфиритами.

Сведения о полезных ископаемых описываемой площади весьма ограничены.

Проявления золоторудной минерализации установлены в породах верхнего протерозоя, силура, девон-карбона в локальных зонах дробления и трещиноватости, имеющих северо-западное простирание, где развиваются метасоматические изменения, выражающиеся в появлении новообразований полевошпат-серицит-кварцевого состава. Здесь же наблюдаются повышенная сульфидизация и спорадическое прожилковое окварцевание пород, которые выделяются своей пестрой окраской за счет сильного ожелезнения и гипергенного осветления. Протяженность зон колеблется от 100 до нескольких км, мощность - от 30 до 100 м.

Рудноформационная принадлежность золотого оруденения неясна. Вероятно, здесь проявлены как золото-кварцевые, так и золото-сульфидные типы руд.

Кииктауские золоторудные точки были выявлены Л.Б. Айсановым и др. в 1984 г [1]. Они размещены в средней части одноименной возвышенности, в 5 км к северу от пос. Сукетты (Янги-Чорва). Приурочены к линзовидным телам вариолитовых порфиритов и серпентинитов в зоне Букантауского глубинного разлома. Тела имеют протяженность до 300 м и мощность от 1,0 до 7,0 м, содержания золота 0,3-0,5 г/т.

С 2012 года на площади гор Кииктау в восточном окончании гор Букантау проводятся геолого-съемочные работы по геологическому доизучению поверхности масштаба 1:50 000 (ГДП-50) и глубинному геологическому картированию масштаба 1:100 000 (ГТК-100). В рамках данного проекта также проводились, горнопроходческие и буровые работы по единичным опорным или по поисковым профилям, ориентированным на северо-восток с учетом северо-западного простирания геологических структур (Северо-Букантауский глубинный разлом) и геофизических аномалий (290-3200).

По результатам проведенных работ установлена золоторудная минерализация, которая увязывается в сближенные линейно вытянутые ореолы протяженностью 11500м, шириной 700-2000м. Эти сближенные ореолы золота объединены в единый условный контур под названием «Северо-Джетымтау-Кииктауское рудное поле». В его пределах выделены три предполагаемые рудоносные зоны (Южно-Джетымтауская,

Центрально-Джетымтауская и Северо-Джетымтауская) протяженностью с северо-запада на юго-восток порядка 15-16 км, при ширине зон от 100 до 700м. Рудоносные зоны выделяются локальными ореолами сурьмы, вольфрама, мышьяка и линейными ореолами золота, оконтуренного по 0,01г/т.

На детально изученном участке Кииктау, расположенном в центральной части и на южном склоне гор Кииктау, золотое рудопроявление приурочено к зоне измененных пород (зона разлома) в кремнисто-хлорит-серицитовых сланцах кумбулакской свиты. Породы в зоне сильно раздроблены, лимонитизированы, имеют желтовато- и коричневатобурю окраску, на отдельных участках интенсивно выщелочены и приобрели пеструю сетчатую текстуру. Зона измененных пород протягивается в северо-западном направлении на 350 м при ширине от 8 до 350м. Непосредственно в линзообразных кварцевых жилах белого, беловато-серого цвета впервые установлено видимое золото. Жилы мощностью до 5 м, протяженностью то 30 до 70м.

При вскрытии зон горнопроходческими и буровыми работами установлены рудные пересечения с содержаниями от 0,2 до 12,0 г/т. По 11 сечениям среднее содержание золота составило 3,53г/т на мощность 2,5 м.

На данном участке авторами прямым расчетом проведена оценка прогнозных ресурсов по категории P_2 с постановкой на Государственный баланс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. и др. Отчет о результатах работ по составлению аэрофотогеологической карты Букантау. ОМЭ САИГИМС, Ташкент, 1984 г.

Орипов С.Г. (ННУз, г. Ташкент, Узбекистан), Антонов А.Е.
(B2Gold Corporation, г. Ванкувер, Канада)

ПРОДУКТЫ ГЕРЦИНСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНЕЗА В САРДАРИНСКОЙ ВПАДИНЕ И ЕЕ ПАЛЕОЗОЙСКОМ ОБРАМЛЕНИИ (КЫЗЫЛКУМЫ, УЗБЕКИСТАН)

Сардаринская впадина расположена в центральной части Кызылкумского (Мурунтауского) рудного района. Окружают впадину выходы палеозоя, в которых активно проявлены процессы герцинской эпохи с многочисленными месторождениями золота, включая крупнейшее в мире Мурунтау.

Впадина заполнена мезо-кайнозойскими отложениями, к которым приурочены месторождения фосфоритов, которым сопутствуют проявления урана, молибдена, ванадия и редкоземельных элементов. Мы проанализировали размещение разновозрастных полезных ископаемых района и установили пространственную унаследованность благоприятных обстановок для локализации продуктов герцинской и альпийской эпох.

Продуктами герцинской металлогении в районе являются месторождения трех золоторудных формаций [3]: золото-кварцевой (Мурунтау, Мютенбай, Чукуркудук, Бесапантау); золото-сульфидной (Амантайтау); золото-сульфидно-кварцевой (Даугызтау, Балпантау и др.). Месторождения размещаются в палеозойском обрамлении впадины и вскрыты бурением в ее фундаменте. Золотое оруденение связано с бесапанской свитой (большой частью в подсвите «пёстрый бесапан»).

Размещение месторождений контролируется несколькими структурными трендами (Рис. 1), главными из которых следует считать Мурунтау-Даугызтауский (4) и Мурунтау-Айрацкий (3). Сверхкрупное месторождение золота Мурунтау образовалась на пересечении нескольких трендов.

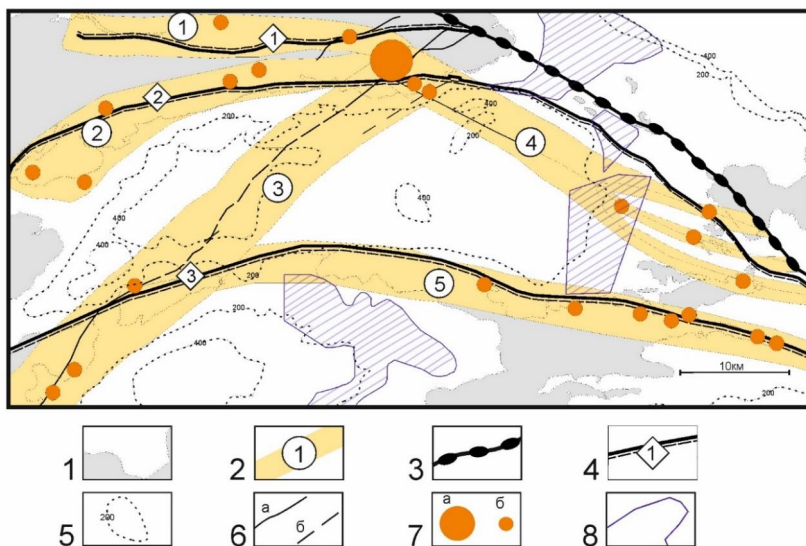


Рис.1 Схема размещения основных продуктов герцинского и альпийского металлогенеза в центральной части Кызылкумского рудного района

1 – границы выходов палеозоя; 2 – золоторудные тренды (1 – Мурунтау-Косманачинский, 2 – Мурунтау-Карашохинский, 3 – Мурунтау-Даугызтауский, 4 – Мурунтау-Айраковский, 5 – Центрально-Аристантауский); 3 – Бесаян-Северонуратинский глубинный разлом; 4 – продольные зоны смятия (1 – Бесаянтау-Косманачинская, 2 – Шириктинская, 3 – Едун-Бешащинская); 5 – изолинии глубин залегания палеозоя; 6 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – Месторождения золота: а – Мурунтау, б – другие месторождения; 8 – месторождения фосфоритов Джерой-Сардара.

Как видно из рис. 1, в пределах впадины есть участки с большой мощностью (до 500м) перекрывающих фундамент отложений, и есть участки с мощностью менее 200-150м доступные для экономически рентабельной глубины для промышленной разработки. Месторождения фосфоритов содержат повышенные содержания урана, молибдена, ванадия и редкоземельных элементов.

Мурунтау-Даугызтауский тренд, выделенный U.Kempe и др. [8] прослеживается от Мурунтау к юго-западу на протяжении около 50 км, где на его продолжении размещаются крупные месторождения золота Амантайтау и Даугызтау. Рудные тела этих месторождений представлены прожилково-жильной пирит-арсенопиритовой минерализацией с микровключениями золота.

Мурунтау-Айраковский золоторудный тренд (МАЗТ) был выделен на основе анализа материалов по восточному флангу Мурунтауского рудного поля и продолжению его структур к восток-юго-востоку под чехлом мезо-кайнозоя Сардаринской впадины [1], где они были вскрыты картировочным бурением и подтверждены геофизической и геохимической съемками, выявившими крупные ореолы золота и мышьяка.

На юго-восточном фланге МАЗТ располагаются золотоносные участки Айраковского рудного поля.

По южному краю Сардаринской впадины проходит Центрально-Аристантауский тренд, контролируемый Едун-Бешащинской зоной смятия.

Он включает в себя цепочку месторождений и рудопроявлений: Изакудук, Аристантау, Бешащи, Умид, Штокверковое, Едун, Ямбыскак. Минерализация – золотосульфидная с преобладанием пирита над арсенопиритом. Отмечается уменьшение масштаба оруденения с запада на восток.

В палеогене произошла активизация тектономагматических процессов в районе, масштабы которой кардинально уступают предыдущей герцинской эпохе.

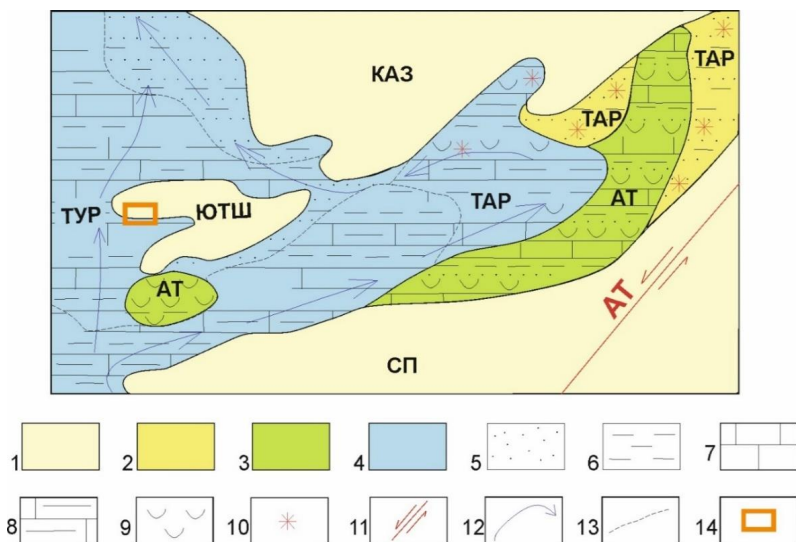


Рис. 2. Схема расположения Кызылкумского района в эоцене (56,5 – 42,1 млн. лет) на палеогеографической карте [2, 4]. Составили: Антонов А.Е., Орипов С.Г. по данным Л.М.Зоненшайна, В.Г.Казымина, Л.Н.Натапова. (1998)

1 – низменная суша; 2 – озерно-флювиальные равнины; 3 – прибрежные равнины, периодически затопляемые морем; 4 – шельф и другие мелкие моря; 5 – пески; 6 – алевролиты, глины; 7 – известняки; 8 – глинистые известняки; 9 – гипсы, ангидриты; 10 – красноцветные слои; 11 – Альтинтагский сдвиг (АТ); 12 – направление морских течений; 13 – границы зон осадконакопления; 14 – примерное расположение Кызылкумского района.

Сокращения: микроконтиненты: КАЗ – Казахский; СП – Северный Памир; бассейны: ТУР – Туранский; ТАР – Таримский; АТ – Афгано-Таджикский; ЮТШ – Южный Тянь-Шань.

Как видно из схемы (Рис. 2), в эоцене район Сардаринской впадины находился вблизи границы Южно-Тянь-Шанского складчатого пояса с Туранским мелководным морским бассейном, в котором отлагались преимущественно глины и глинистые известняки.

Работами В.С.Попова, Б.П.Жданова, Б.А.Каськова [5,6,7] было установлено, что в верхней части разреза эоценовых отложений Сардаринской и соседних впадин присутствуют пласты зернистых фосфоритов. Фосфориты встречаются в виде зерен, линзочек и растительного детрита с содержаниями пятиоксида фосфора до 27%.

При этом пласты с зернистыми фосфоритами, имеющими промышленную ценность, приурочены исключительно к восточным частям Сардаринской и Ташкуринской впадин.

Процесс формирования фосфоритовых месторождений связывают с активизацией тектоно-вулканической активности орогенной системы Тетиса и связанного с ней эпиконтинентального морского бассейна Средней Азии [6]. Поступление в воды и осадки морского бассейна фосфора связано с вулканическими выбросами. Впоследствии происходил разнос фосфатов биосом и глубинными течениями, с образованием зон пересыщения морских вод фосфатами. Обращает на себя внимание приуроченность промышленных концентраций фосфоритов к тем же участкам впадины, в которых под покровом осадочного чехла прослеживаются структуры, контролирующие золотое оруденение (Мурунтау-Айраковский золоторудный тренд [1]). Это может свидетельствовать в пользу унаследованности палеозойских структур сутурной зоны Туркестанского океана в альпийское время.

В глинистых известняках с углеродистым органическим веществом установлены повышенные содержания таких металлов, как ванадий, уран, медь, молибден, серебро, селен. В отдельных участках центрально-отстойной зоны среднего эоцена предполагается возможность накопления промышленно значимых концентраций этих металлов и формирования редкометального месторождения осадочного генезиса [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Е. Сверхкрупные месторождения золота России и Узбекистана: перспективы новых открытий // Золото и технологии. 2020. №4. С. 30-38.
2. Палеогеографический атлас Северной Евразии / А.Н.Балуховский, В.А.Буш, Волков Ю.Э. и др. – Москва: Изд-во ИТЛП РАЕН, 1998. – 28 с.
3. Золоторудное месторождение Мурунтау / Гл. редак. Шаякубов Т.Ш. Ташкент: ФАН, 1998. 539 с.
4. Зоненшайн Л.М., Казьмин В.Г., Натапов Л.Н. / Тектоника литосферных плит территории СССР. Москва: Недра, 1990. 336 с.
5. Жданов Б.П., Золотарев Ю.П., Лузановский А.Г. Некоторые особенности месторождений зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов. Горный вестник Узбекистана. №1, 2001, с. 31-33.
6. Каськов Б.А. Генезис и закономерности локализации зернистых фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения (Центральные

Кызылкумы). Сборник научных статей САИГИМС «Геологические закономерности размещения и формирования полезных ископаемых Тянь-Шаня», Ташкент, 1985, сс 87-92.

7. Попов В.С. Геология и генезис эоценовых глин и глинисто-карбонатных пород Кызылкумского фосфоритового бассейна // Сборник научных трудов (САИГИМС). 1989, с. 18-26.
8. Kempe U., Graupner T., Seltmann R. et al. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan) – A unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan. *Geoscience Frontiers* 7, 2016, pp. 495–528.

Панасенко Ю. М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ КОСМОСНИМКОВ (SCP) В ПРОГРАММЕ QGIS ПРИ ПОДГОТОВКЕ К ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ПЛОЩАДЕЙ

Грамотная и ответственная подготовка к полевым работам предусматривает физико-географический и логистический анализ мест их проведения. Так, например, немаловажным является изучение ландшафтных условий, доступности автомобильных дорог, пеших троп и просек на участках геологических поисков. Как правило данный процесс производится «вручную» – скачивается космоснимок в формате jpg, tiff (из открытых источников, таких как SASPlanet и др.) и изучается сотрудником, оцифровывается. При этом возникает множество трудностей связанных с качеством растров, отсутствием точных данных о дате космоснимка, дешифрированием слаборазличимых дорожных объектов, отнесение ландшафтных условий в ту или иную группу.

Использование спектральных космических снимков по ряду причин занимает выигрышное, по сравнению с оптическими снимками, положение. В первую очередь это возможность подбора снимка по определенным заданным параметрам (дата снимка, облачность, набор спектральных каналов). Во-вторых, использование спектрального изображения позволяет увидеть разницу между различными типами отложений (на хорошо обнаженной территории), что несомненно поможет при планировании участков проведения геохимического опробования с учетом ландшафтных условий. В-третьих, спектральный снимок можно смотреть и в привычных нашему глазу длинах волн, обратное невозможно в обычных космоснимках (рис. 1).



Рис. 1. Спектральный снимок в естественном композите (RGB=3-2-1)

Для решения озвученных выше задач на участке планирования геохимических поисков в Магаданской области мною был использован модуль SCP (Semi-Automatic Classification Plugin) в программе Qgis, который позволяет автоматически разбить изображение на заданные классы, по эталонному файлу. Через данный модуль есть возможность скачивания снимков Landsat, Sentinel и других спутников дистанционного зондирования. Для этого нужно всего лишь указать в настройках модуля ссылку на сайт (например, <https://scihub.copernicus.eu/apihub>), ввести логин и пароль от ресурса хранения базы космоснимков. Мною был загружен снимок Sentinel-2 необходимой лицензионной площади на 19 июля 2021 г. с минимальным количеством облаков. Из него загружено 8 растров разных каналов. Далее требуется предварительная обработка снимка для преобразования значений пикселей в коэффициент отражения. Преобразование в коэффициент отражения может быть выполнено модулем SCP автоматически. Необходимая для этого информация содержится в файле метаданных, который загружается вместе с изображениями. Затем создается набор снимков с преобразованными коэффициентами отражения для дешифрирования и создания файла обучения (файла эталонов).

Полученный набор подгружается в проект и на основании его строится виртуальный композит. Он образуется путем выбора необходимого канала во вкладке ROI. Определив опытным путем наиболее подходя-

щий контрастный набор, можно приступить к созданию обучающего набора, который будет содержать эталонные области и их спектральные сигнатуры, необходимые для автоматического дешифрирования космоснимка. Участки для классификации можно выбирать вручную полигоном или же встроенным алгоритмом автоматического выбора области. После выбора участка происходит ручное определение класса данного объекта. Операция повторяется для всех выделенных исследователем классов (рис. 2).

✓	0 - Unclassified
✓	1 - river
✓	2 - lake
✓	3 - bush
✓	4 - grass
✓	6 - main_road
✓	7 - Kurum
✓	8 - alluvi
✓	9 - trees
✓	10 - second_road
✓	11 - solifluc
✓	12 - fluvial

Рис. 2. Выделенные классы на участке исследования

Когда весь набор определен, он сохраняется отдельным файлом и используется в функции SCP Band processing \ Classification. Для работы с файлом классификация есть параметр предварительного просмотра. Он позволяет корректировать классы, добавлять новые для уточнения классификации.

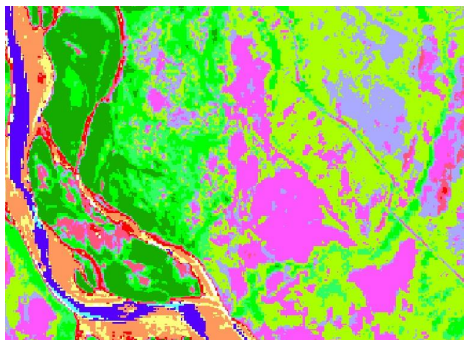


Рис. 3. Результат автоматической классификации на участке исследования

Как видно из приведенного рисунка 3 результат проведенной работы на рассматриваемом участке не оправдал себя полностью, хотя и выделил области распространения аллювиальных отложений, деревьев, кустарника, рек и курумов. Часть реки, хорошо промытая определилась как основная дорога, а, выделяемая по форме дорога фрагментарно классифицировалась как второстепенная дорога. Но в дальнейшем, с более тщательным подбором параметров класса или выбора снимков, возможно значительное улучшение полуавтоматической интерпретации изображения и оптимизации производственных процессов подготовки к геологическому изучению площадей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. User manual SCP Qgis: <https://readthedocs.org/projects/semiautomaticclassificationmanual-es/downloads/pdf/latest/>

Парфенов А.В., Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А.
(ИГЕМ РАН), **Vural Oyan** (Van Yüzüncü Yıl University),
Yavuz Özdemir (Turkey Department of Geological Engineering),
Рассохина И.В., Садасюк А.С. (ИГЕМ РАН)

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА ЩЕЛОЧНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ Pb-Sr-ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ ЛАВ ПЛАТО АЛЕМ-ДАГ)

Роль мантийных источников в генезисе месторождений благородных металлов и алмазов активно обсуждается среди исследователей в настоящее время [1 – 2 и др.]. В этих дискуссиях ключевое внимание уделяется геохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам мантийного вещества, а также вопросу однородности/неоднородности его состава. Изучение четвертичного щелочного магматизма является одним из наиболее эффективных подходов при решении этих вопросов.

Аравийско-Евразийская коллизийная зона, охватывающая сопредельные территории Армении, Грузии, Турции и Сирии, относится к одной из крупнейших в мире провинций четвертичного магматизма. В ее пределах, на правом берегу долины р. Тигр на пограничных территориях Турции (провинция Джизре) и Сирии (провинция Эль Хасака), находится обширное (60х45 км) вулканическое плато Алем-Даг, сложенное молодыми базальтовыми лавами повышенной щелочности. В геолого-тектоническом плане плато Алем-Даг расположено к югу от сутуры

Битлис в пределах клина Аравийской плиты (Рис. 1). Фундамент региона сложен докембрийскими гранитно-метаморфическими комплексами, перекрытыми мощным чехлом осадочных отложений с возрастом от палеогена до плиоцена. В северной части, на территории Турции, молодые вулканы несогласно перекрывают известняки эоцена; на юге, на территории Сирии, они налегают на разнообразные по составу осадочные породы плиоценового возраста. Согласно опубликованным данным [10] и полученным нами новым К-Аг датировкам (не опубликованные данные) возраст базальтовых лав плато находится в интервале 3 – 2 млн лет.

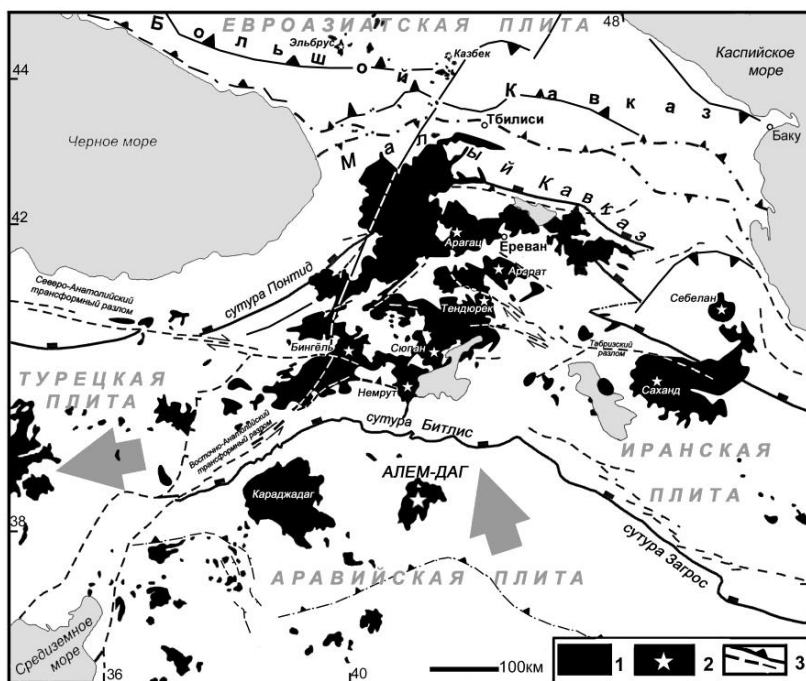


Рис. 1. Тектоническая схема Аравийско-Евразийской коллизийной зоны. 1 – неоген-четвертичные вулканы, 2 – крупнейшие четвертичные вулканы, 3 – крупнейшие тектонические нарушения.

В рамках исследований по российско-турецкому гранту РФФИ № 21-55-46006 определены геохимические и Pb-Sr-изотопные характеристики субщелочных базальтов плато Алем-Даг. Изученные породы по своим геохимическим характеристикам близки к базальтам OIB-типа.

Их особенностью являются более низкие по сравнению с базальтами ОИВ-типа содержания Rb, Ti, и, в меньшей степени, Y и Lu. Спектры распределения REE имеют крутой характер, а величины $(La/Lu)_n$ отношения изменяются от 18 до 60.

В целом, породы неоднородны по изотопному составу Pb и Sr. Установлены широкие вариации отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.83-19.13), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.57-15.64), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38.68-39.07) при относительно гомогенном изотопном составе Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7033-0.7040$). На фоне этих вариаций отчетливо выделяется две группы базальтов, различающиеся по своим изотопным и геохимическим характеристикам. Эти отличия хорошо коррелируют в том числе с нашими новыми K-Ar данными. Вулканисты с возрастом <2.8 млн лет имеют наименее радиогенные изотопные составы Pb и Sr, а более древние лавы (3 млн лет) – повышенные значения изотопных отношений Pb и Sr. Сопоставление полученных нами Pb-Pb и $^{87}Sr/^{86}Sr$ изотопных данных с результатами исследований неоген-четвертичных магматических пород соседних вулканических областей Аравийско-Евразийской коллизионной зоны дает основание предположить, что в петрогенезисе базальтов плато Алем-Даг принимали участие, как минимум, два разных по своим Pb-Sr изотопным характеристикам мантийных источника (Рис. 2). Один из них близок к деплетированной мантии MORB Красного моря. Его максимальный вклад устанавливается для наиболее молодых базальтов плато Алем-Даг. Другой, источник мафических расплавов более древних вулканитов, оказался идентичен источнику базальтов вулкана Караджадаг. По своим изотопным особенностям этот источник может быть соотнесен с обогащенной мантией [3].

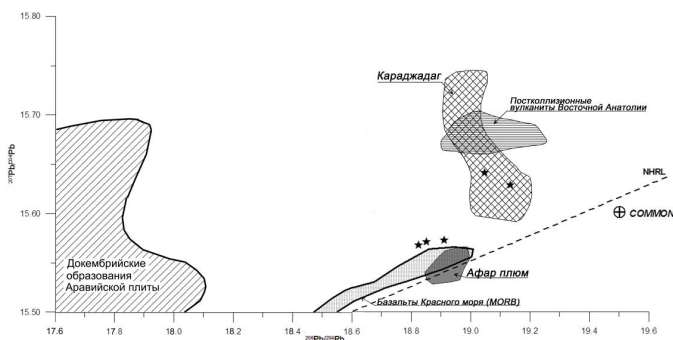


Рис. 2. Pb-изотопная диаграмма для изученных пород плато Алем-Даг. Звёздочками обозначены данные настоящей работы. Данные для пород фундамента Аравийской плиты заимствованы из [9]; для молодых вулканитов Аравийско-Евразийской коллизионной зоны – из [3 – 7]; для плума Афар и базальтов Красного моря – из [8].

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант №21-55-46006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. de Boorder H. Spatial and temporal distribution of the orogenic gold deposits in the Late Palaeozoic Variscides and Southern Tianshan: How orogenic are they? // *Ore Geology Reviews*. 2012. V. 46. P. 1-31.
2. Hutchinson D., Kinnaird J. A. Complex multistage genesis for the Ni–Cu–PGE mineralisation in the southern region of the Platreef, Bushveld Complex, South Africa. // *Applied Earth Science*. 2005. V. 114. № 4, P. 208-224.
3. Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А. и др. Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутримантийного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неовулканическая область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr-Nd-Pb) исследований // *Вулканология и сейсмология*. 2012. № 6. С. 43–70.
4. Lebedev V.A., Sharkov E.V., Ünal E., Keskin M. Late Pleistocene Tendürek Volcano (Eastern Anatolia, Turkey). 1. Geochronology and Petrographic Characteristics of Igneous Rocks. // *Petrology*. 2016a. V. 24. № 2. P. 127-152.
5. Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A. et al. Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey // *Lithos*. 2016. V. 256–257. P. 88–108.
6. Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A. et al. Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism in the north of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey // *J. Petrol.* 2017. V. 58. № 9. P. 1701–1728.
7. Özdemir Y. and Güleç N. Geological and geochemical evolution of the Quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere – asthenosphere interaction in post-collisional volcanism // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 37-62.
8. Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V.63. P. 2263-2279.
9. Stoesser D.B., Frost C.D. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes // *Chemical Geology*. 2006. V. 226. P. 163-188.
10. Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V. et al. New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // *J. Volcanol. Geotherm Res.* 2011. V. 199. P. 177-192.

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РИФЕЙСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ КЫВВОЖСКОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Кыввожский район находится в центральной части Вольско-Вымской гряды, сложенной метаморфическими породами рифейского комплекса, в которых широко развиты зоны сульфидной минерализации [1-7]. Интерес к изучению этих зон связан с установлением эволюционно-генетических закономерностей минералообразования и поиском коренных источников золотonosных россыпей. Комплекс рифейских пород характеризуется сложным складчато-надвиговым строением и представляет собой совокупность терригенных пород пижемской, покъюской и лунвожской свит верхнего рифея, метаморфизованных в условиях зелёносланцевой фации.

Зоны сульфидной минерализации контролируются разрывными нарушениями субмеридионального простирания. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, в меньшей степени халькопиритом, пирротинном, галенитом, сфалеритом, ковеллином, халькозином. Установлены единичные включения арсенопирита, кобальтина, антимонита, молибденита и киновари. Помимо сульфидов постоянно присутствуют редкометалльные-редкоземельные минералы: монацит, ксенотим и циркон.

Пирит отмечается в хлорит-серицит-кварцевых сланцах в виде вкрапленности, прожилок, гнезд и линз. Чаще всего он встречается в виде кристаллов и их агрегатов, реже неправильной формы. Величина зерен пирита в аншлифах изменяется от нескольких мкм до 2 мм, в редких случаях достигают 1.2 см. Известны и более крупные кристаллы величиной до 5.5 см в алевросланцевых толщах вдоль руч. Димтемъель [8]. Наиболее распространен трещиноватый, раздробленный пирит с многочисленными рудными и нерудными включениями, по трещинам которого развиваются гидроксиды железа. Внутри зерен пирита установлен халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, монацит, ксенотим, циркон, апатит, рутил (рис. 1 а). Наряду с ними отмечаются включения породообразующих минералов — хлорита, серицита, кварца, сидерита. В таком пирите присутствуют примеси Co (0.24- 6.95 мас.%), Ni (0.18-1.34 мас.%), иногда As (0.21-2.57 мас.%). Значительно реже встречается чистый пирит без включений и примесных элементов. Он представляет собой тонкие прожилки, неправильные выделения и кристаллы (до 5 мкм). Кристаллы образуют фрамбоидальные скопления в карбонатной массе размером 0,01-0,025 мм (рис. 1 б).

Пирротин встречается довольно часто в пирите и основной нерудной массе (рис. 1 в). Зачастую пирротин образует скопления изометричных, округлых, удлиненно-округлых зерен в кварце и кварцевых «рубашках» вокруг пирита. Установлены сростания пирротина с пиритом, галенитом и монацитом. В его составе отмечаются примеси Co (0.27-0.47 мас.%), Ni (0.21- 0.64 мас.%), Cu (0.66 мас.%).

Халькопирит встречается также часто, как и пирротин. Зерна имеют неправильную форму величиной до 0,5 мм. Он образуется в основной массе, в пирите и в сростании с ним (рис. 1 г). По краям и трещинам халькопирита развиваются ковеллин, халькозин, галенит и сфалерит. В некоторых случаях отмечаются мелкие реликты халькопирита размером 0,01-0,05 мм в ковеллине и сфалерите.

Ковеллин встречается реже в виде игольчатых каемочек у халькопирита, пирита, также в нерудной серицит-кварцевой массе. В отдельных случаях ковеллин имеет зерна изометричной и неправильной формы величиной до 0,3 мм.

Вместе в ковеллином присутствует халькозин. Он развивается по краям и трещинам халькопирита, реже на контакте хлорит-серицитовой массы с кварцевой линзой размером 0,04 мм

Галенит широко распространен и встречается в виде мелких зерен величиной до 60 мкм (рис. 1 а, г). Наиболее часто отмечается в пирите и кварце. Присутствуют также сростания галенита со сфалеритом, халькопиритом и пирротинном (рис.1 в, д).

Сфалерит отмечается редко в виде удлиненных, изометричных и неправильных образований величиной не более 55 мкм. Он присутствует как в пирите, так и в основной нерудной массе. Сфалерит образует сростания с пиритом, халькопиритом, галенитом и ковеллином.

Помимо перечисленных сульфидов были установлены единичные микровключения арсенопирита, кобальтина, антимонита, молибденита и киновари. Арсенопирит выявлен внутри пирита величиной до 2 мкм (рис. 1 е). Кобальтин отмечается в кварце среди выделений пирротина, галенита и монацита размером около 10 мкм (рис. 1 ж). В его составе присутствует примеси Ni - 4.2 и Fe – 2.5 мас.%. Другие единичные включения размером 2-3 мкм диагностированы как молибденит, киноварь и антимонит. Из-за маленького размера получен недостаточно хороший их химический состав. Вдоль трещин пирита в местах развития гетита установлены единичные выделения фаз свинца со сложным химическим составом. Выделения имеют форму удлиненных кристаллов до 5 мкм, образующие скопления вдоль трещин.

Достаточно широко распространены монацит, ксенотим и циркон. Монацит представлен ксеноморфными выделениями до 0.2 мм (рис. 1 з).

Зерна ксенотима имеют также сложную форму, их величина не превышает 20-30 мкм. Для циркона характерны угловатые, овальной, обломочные индивиды величиной до 0.1 мм. Зачастую ксенотим образует

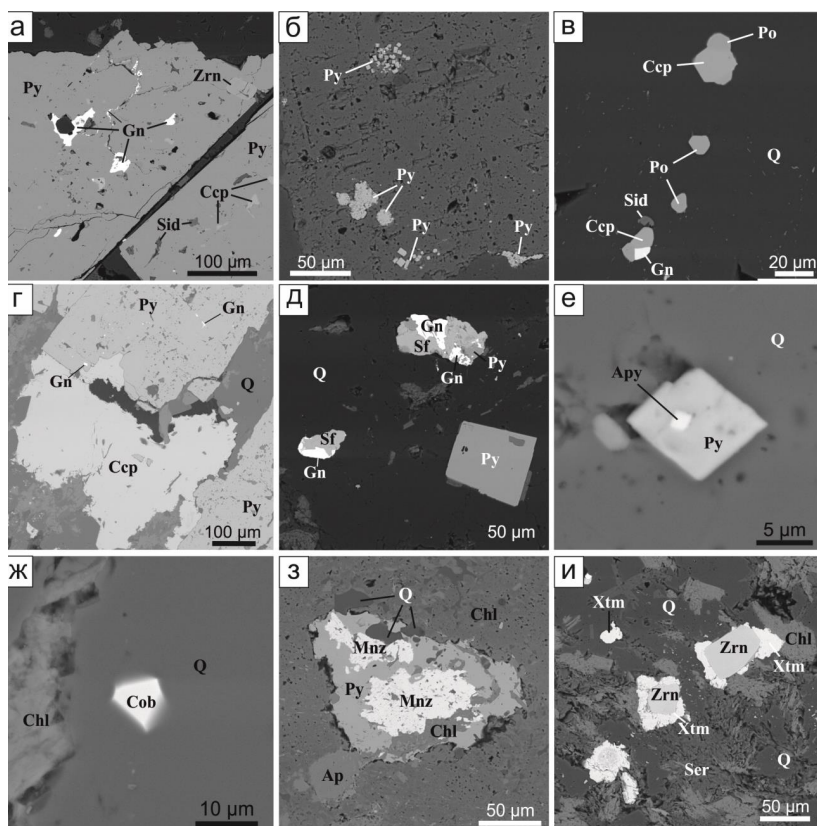


Рис. 1. Сульфиды и минералы редких земель: а – включения халькопирита, галенита, циркона в пирите; б – фрамбоиды пирита; в – халькопирит с пирротинном и галенитом; г – срastание халькопирита с пиритом; д – выделения галенита в сфалерите; е – арсенопирит в пирите; ж – кобальтин в кварце; з – срastания циркона с ксенотимом в кварц-хлоритовой массе; и – монацит с хлоритом в зерне пирита.

Ар – апатит, Ару – арсенопирит, Сср – халькопирит, Chl – хлорит, Cob – кобальтин, Gn – галенит, Mnz – монацит, Po - пирротин, Py - пирит, Q – кварц, Ser – серицит, Sf – сфалерит, Sid – сидерит, Xnt – ксенотим, Zrn – циркон.

срастания с цирконом в виде рубашки (рис. 1 и). В кварце установлены единичные включения, предположительно, торита размером до 10 мкм.

Из нерудных минералов встречаются рутил и апатит. Зерна рутила имеют округлую и неправильную форму величиной 0.02-0.03 мм. Для апатита характерны изометричные выделения размером 0.01-0.02 мм, редко достигающие 0.1 мм. Они установлены в пирите и основной нерудной массе. В составе рутила присутствует Fe - 0.3-1.34, V – 0.33-0.59, Nb – 0.27-0.46 мас.%. В апатите отмечается F до 5.2 мас.%, в единичном случае Sr – 0.84 мас.%.

В результате полученных данных, можно выделить две стадии минералообразования: раннюю и позднюю. На ранней стадии происходило формирование первичного пирита, которое связано с процессами метаморфизма. На поздней стадии в результате гидротермальных процессов произошло отложение халькопирита, пирротина, галенита, сфалерита, арсенопирита, кобальтина и молибденита. Формирование редкометалльных-редкоземельных минералов, вероятнее всего, происходило совместно с ними. Халькозин и ковеллин образовались в процессе вторичного сульфидного обогащения на пирите, халькопирите и пирротине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дудар В. А. Россыпи Среднего Тимана// Руды и металлы. 1996. №4. С. 80-90
2. Котов А. А., Ячmeneва Е. Л. Тиманская система стратиграфически и геоморфологически распределенных россыпепроявлений// Труды 10-й геол. Конференции (Коми АССР). Сыктывкар, 1987. С. 112-117.
3. Кочетков О. С. Золотоносность Тимана// Руды и металлы. 1996. №4. С. 66-79
4. Кузнецов С. К., Майорова Т. П., Сокерина Н. В., Филиппов В. Н., Есев А. А. Минеральный состав зон пиритизации Кыввожского района (Средний Тиман)// Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. №10. С. 12-16.
5. Майорова Т. П. Минералогия и типоморфизм золота кайнозойских россыпей севера Урала и Тимана// Руды и металлы. 1996. №4. С. 45-55
6. Плякин А. М. Россыпи Тимана. История изучения, месторождения, аннотированная хронобиблиография: учебное пособие / А.М. Плякин. – Ухта: УГТУ, 2006. – 148 с.
7. Тиманский кряж: В 2 т./ Ред.-сост.: Л. П. Шилов, А. М. Плякин, В. И. Алексеев. Т.2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика Земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы: монография. Ухта: УГТУ, 2009. 490 с.
8. Шайбеков Р. И., Сокерин М. Ю., Котельников В. Г., Лысюк А. Ю., Игнатьев Г. В., Тропников Е. М. Крупнокристаллический пирит Среднего Тимана// Минералогия. 2021. том 7, №2. С.50-67.

Попова Д.О., Шеметов В.А., Матвейчук А.А.
(ОСП Ангарская экспедиция АО «Урангео» АО «Росгео»)

ОПЫТ ПРОГНОЗА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ НОВОГО НЕРУНДА – МАМСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Длительное время Мамско-Чуйский район Иркутской области традиционно рассматривался как уникальный слюдоносный (мусковитоносный) на территории России. По ряду причин перспективы его золотоносности считались ограниченными, а поисковые работы на рудное золото практически не проводились.

Рассматриваемая территория административно расположена на юге Мамско-Чуйского района Иркутской области и частично – Северо-Байкальского района Бурятии.

Структурно она находится в северо-западной части Байкальской складчатой области (БСО) и охватывает стык двух ее крупных блоков: Байкало-Муйского и Мамско-Бодайбинского. Контакт указанных блоков – тектонический, по одному из высокоранговых разломов с северо-восточным простираем. В пределах Мамско-Бодайбинского блока площадь сложена метаморфизованными сложно дислоцированными терригенно-карбонатными, в том числе углеродистыми, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами рифея (снизу-вверх): итыкитской, ондокской и овгольской свит. Они прорваны единичными дайками габбро итыкитского комплекса позднего рифея. В пределах Байкало-Муйского блока распространены метаморфизованные вулканогенные породы аюлиндинской свиты, прорванные габброидами и гранитоидами таллаинского комплекса позднего рифея.

Все указанные породы с угловым несогласием перекрываются грубо-терригенными породами холоднинской свиты венда.

В среднем палеозое все породы претерпели региональный зональный полифациальный метаморфизм (в пределах площади – фации зеленых сланцев), интенсивные дислокационные и гидротермально-метасоматические преобразования. Кроме этого, они прорваны разноразмерными массивами и дайками гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, массивами щелочных пород сыннырского комплекса карбона.

Системное геологическое изучение территории (ГСР-200, -50, поисковые работы) было проведено в 60-х – 70-х годах прошлого века. В результате этих работ были выявлены: два рудопоявления золота (Мукодекское и Правомамское), шлиховые потоки золота и ограниченное количество его вторичных аномалий.

В 80-х – 90-х годах в районе выполнены поисковые работы на золото россыпное, в результате которых были выявлены золотоносные россыпи р.р. Нерунда, Дала, Монюкан, Сунурикан, Теса, Нирякан, Довгакит, Каверга и др. В это же время была начата и продолжается в настоящее время их отработка.

Несмотря на, в целом, неплохую эффективность проведенных ранее работ, следует отметить, что при проведении подавляющего большинства предшествующих ГСР-200, ГСР- 50 и сопутствующих им геохимических работ анализ проб на золото не выполнялся на 80% площади и методика проведения геохимических работ еще не была отработана.

По указанным причинам до конца прошлого столетия поисковые работы на рудное золото на рассматриваемой территории практически не проводились, а ее рудный потенциал оценивался весьма низко.

Оценка ресурсного потенциала центральной части и прогноз рудной золотоносности рассматриваемой территории впервые были выполнены в 2000 г. В.А. Шеметовым, при этом ресурсы рудного золота кат. P_3 составили 317 т. [1].

В основу прогноза было заложено наличие прямых и косвенных признаков оруденения золота и сопоставление основных факторов его контроля с проявленными на северном и северо-восточном флангах Байкало-Муйского блока в зоне влияния глубинного Сюльбанского разлома, а также в Ленской золотоносной провинции Бодайбинского района.

Признаки оруденения золота:

- наличие рудопроявлений золота (Мукодекское с ресурсами кат. P_1 – 18 т. и неперспективное Правомамское);
- ряд пунктов минерализации золота;
- отработанные и эксплуатируемые золотоносные россыпи р.р. Дала, Монюкан, Нирякан, Грамдакан, Теса, Довгакит и др;
- шлиховые и литохимические потоки золота в ассоциации с пиритом, редко – галенитом и киноварью;
- вторичные ореолы сопутствующих золоту элементов.

Факторы контроля оруденения золота:

1. Структурно-тектонический фактор. Наиболее значимой рудоконтролирующей структурой 1-го ранга района является Байкало-Сынныро-Сюльбанский глубинный разлом

2. Литолого-петрологический фактор. В пределах площади распространены благоприятные для золотого оруденения рудовмещающие терригенно-карбонатные (в том числе углеродистые), груботерригенные, вулканогенные и плутонические породы рифея-венда. При этом, отдельные части разрезов терригенно-карбонатных пород формационно и хронологически сопоставимы с основными рудовмещающими

подразделениями Ленской золотоносной провинции (хомолхинской, аунакитской и догалдынской свитам).

3. Метаморфический фактор. В пределах всей рассматриваемой площади проявлен благоприятный для оруденения золота уровень регионального метаморфизма палеозоя – субфации хлорита фации зеленых сланцев.

4. Магматический фактор. На рассматриваемой площади закартированы разноразмерные массивы, дайки гранитоидов конкудеро-мамаканского и массивы щелочных сиенитов сыннырского комплексов палеозоя, которые являются рудогенерирующими и не исключено - рудоносными.

5. Гидротермально-метасоматический фактор. В пределах перспективной площади широко и интенсивно проявлены благоприятные для оруденения золота гидротермально-метасоматические преобразования листвениит-березитового типа, сопровождающиеся жилами и прожилками кварцевого и анкерит-кварцевого состава, зонами анкерит-альбит-кварцевых метасоматитов.

По результатам поисковых работ 2006-2017 гг. выполненных по семи Государственным контрактам [1, 2, 3, 4]:

- впервые была доказана исключительно высокая перспективность рассматриваемой территории на рудное золото, выделены новые золоторудные районы: Неурунда-Мамский и Верхнемамский, в контурах которых выделены рудные и потенциально рудные узлы и поля и дана их ресурсная оценка;

- в пределах глубинного Байкало-Сынныро-Сюльбанского разлома выделены рудоконтролирующие разломы (одноименные им золотоносные зоны) 2-3-го ранга: Довгакитский, Мамско-Чуйский, Сыннырский, Неурунда-Тесинский, Мукодекско-Болгикинский и Тамаканский;

- было установлено, что в пределах рассматриваемой территории основными геолого-промышленными типами оруденения являются: в пределах Мамско-Бодайбинского блока - золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый, связанные с березит-листвениитовыми метасоматитами по терригенно-карбонатным породам; в Байкало-Муйском блоке – золото-сульфидно-кварцевый в кварц-анкеритовых литвениитах по габброидам, золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый в березитовых метасоматитах по гранитоидам.

Основные результаты проведенных работ отражены в (табл. 1).

Таблица 1.

№ п/п	Металлогенические таксоны	Ресурсы и запасы рудного золота, т				Документы, подтверждающие ресурсы и запасы
		кат. P ₃	кат. P ₂	кат. P ₁	кат. C ₂ +C ₁	
	Нерунда-Мамский рудный район и северная часть Верхнемамского рудного района, всего:	450	521,66	102,112	6,394	
	Нерунда-Мамский рудный район, всего:	350	136,96	10,18	1,994	
	В том числе:					
1	Мамский ПРУ, всего: В том числе:	120	103,56	6,666	--	
1.1.	Мамско-Олонгринское ПРП	14	0,833			Авторская оценка в отчете по Государственному контракту №133 [4]
1.2.	Каверга-Конкудерское ПРП	25	0,517			
1.3.	Довгакитское ПРП	6	--			
1.4.	Грамдаканское ПРП	--	35,9	--	--	Авторская оценка в отчете по Государственному контракту №111-30 [2]
1.5.	Альтыликанское ПРП	--	---	-	--	
1.6.	Тесинское ПРП	--	66,8	3,584	--	
2	Дала-Грамда-Монюканский ПРУ	150	17,1	3,082		Авторская оценка в отчете по Государственному контракту №111-62 [3]
3	Нерундинский РУ, всего: В том числе:	80	16,3	3,3	1,994	
3.1.	Нерундинское месторождение	--	16,3	3,3	1,994	Протокол № 2 от 20.02. 2008 г. ТКЗ Бурятнедра
4	Большечуйский ПРУ					Ресурсы не оценивались
5	Верхнечарвонский ПРУ					Ресурсы не оценивались
	Северная часть Верхнемамского РР, всего: В том числе:	100	384,7	92,146	4,4	
6	Мукодекский РУ, всего: В том числе:	100	384,7	92,146	4,4	
6.1.	Мукодекское РП, в том числе:		40	20	--	Принято ЦНИГРИ 1.01.2010 г
6.2.	Мукодекское месторождение		--	1,956	4,4	Протокол № 830 от 28.04. 2009 г. ТКЗ Иркутскнедра
6.3.	Правомамское Рудопроявление, всего:		367,6	79,09	--	Авторская оценка в отчетах по Гос. Контрактам: №111-31 (Молочный, 2012) и №139 (Ламинская, 2017)

В заключение следует отметить, что рассматриваемая территория, несомненно, является привлекательной для дальнейшей подготовки и промышленного освоения объектов рудного золота. Общие ресурсы и запасы рудного золота рассматриваемой территории (на 01.01. 2022 г) составляют: кат. C_1+C_2 – 6,394 т, кат. P_1 – 102,112 т, кат. P_2 – 521,66 т, P_3 – 450 т. В тоже время, в пределах изученной территории остались участки с незаверенными перспективными геохимическими аномалиями золота. По этой причине есть уверенность в том, что потенциал рудного золота новых рудных районов еще далеко не исчерпан и есть необходимость продолжения поисковых, в том числе геохимических, работ, ориентированных на изучение флангов перспективной территории и выполнения оценки и разведки выявленных рудопроявлений.

СПИСОК ФОНДОВОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шеметов В.А. и др. Геологический отчет по результатам работ за 2006-2008 гг. по объекту № 1-62/06 «Литогеохимические поиски масштаба 1:50 000 в пределах Нерунда-Мукадекской золоторудной зоны (Иркутская область)» (Государственный контракт № 111-152 от 26.03. 2006 г). Иркутск, ВостСибНИИГТиМС ФГУНПП «Иркутск-геофизика», 2008 г.
2. Шеметов В.А. и др. Геологический отчет по результатам работ за 2009-2012 гг. по объекту «Поисковые работы на рудное золото в северо-восточной части Нерунда-Мукадекакого рудно-россыпного узла (Иркутская область)» (Государственный контракт № 111-30 от 01.07. 2009 г). Иркутск, ВостСибНИИГТиМС ФГУНПП «Иркутск-геофизика», 2012 г.
3. Шеметов В.А, Матвейчук А.А, Антропова Т.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Дала-Грамда-Монюканского рудного узла (Иркутская область)», (Государственный контракт № 111-62 от 11.03. 2012 г). Иркутск, ОАО «ВНИИГеофизика», 2014 г.
4. Шеметов В.А, Матвейчук А.А, Антропова Т.В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Каверго-Конкудерской перспективной площади (Иркутская область)», (Государственный контракт № 133 от 30.06. 2015 г). Иркутск, ОАО «ВНИИГеофизика», 2017 г.

ВЛИЯНИЕ НЕДОСТАТКОВ ИЗУЧЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ МАССЫ НА ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКУЮ ОЦЕНКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При геолого-экономической оценке месторождений проводится комплексный анализ геологических, горнотехнических, технологических и гидрогеологических особенностей месторождений, рассчитывается промышленная ценность и вероятный экономический эффект от использования добытого минерального сырья.

Результаты проведенных на месторождении геологоразведочных работ, на основе которых осуществляется геологическая оценка, обобщаются при подсчете запасов полезных ископаемых. Одним из основных параметров, используемых при подсчете запасов рудных месторождений, является величина объемной массы. Ошибки определения величины объемной массы прямопропорционально сказываются на ошибках подсчета запасов. Между тем, достоверности определения объемной массы и закономерности ее изменений в объеме месторождения при проведении геологоразведочных работ и в отчетах с подсчетом запасов уделяется недостаточно внимания, а расчеты выполняются методически не всегда верно.

В настоящее время действующим методическим документом по определению объемной массы является «Требование к определению объемной массы и влажности руды для подсчета запасов рудных месторождений» (ГКЗ, 1992).

Объемная масса – это масса руды или породы в единице объема в естественном залегании с учетом пористости и трещиноватости, определяемая по формуле:

$$d = \frac{M}{V}, \text{ где:}$$

М – масса в естественном залегании;

V – объем в естественном залегании.

Величина объемной массы зависит от вещественного и минерального состава руд и вмещающих пород, степени выветривания и дезинтеграции и от тектонической нарушенности и пористости.

Объемную массу можно определить несколькими способами:

- по образцам (процесс взвешивания образца и определение объема путем погружения в воду парафированного образца);
- методом выемки целиков с взвешиванием рудной массы и тщательными замерами выемочного пространства (объем целиков должен составлять не менее 1 м³);

– геофизическим методом, основанным на ослаблении гамма-излучения (метод конверта в горных выработках и метод плотностного гамма-гамма каротажа в буровых скважинах).

Из-за повышенных требований к хранению радиоактивных излучателей геофизический метод имеет ограниченное применение.

Основными недостатками изучения объемной массы при проведении геологоразведочных работ и выполнении подсчета запасов являются:

- недостаточное количество определений в целом по месторождению и по отдельным типам руд и вмещающим породам;
- не завершаются определения в образцах другими большеобъемными способами: методом выемки целиков и геофизическими методами;
- не изучается макротрещиноватость и пористость для введения поправки в определение объемной массы по образцам;
- не определяется влажность руд и вмещающих пород и не учитывается ее значение при расчетах объемной массы;
- отсутствует исследование корреляционной зависимости объемной массы от содержания полезных компонентов и других факторов, определяющих ее величину;
- при подсчете запасов используется единое значение объемной массы без дифференциации ее величины по типам руд и разновидностям вмещающих пород;
- при расчете средних значений объемной массы неправильно учитывается доля руды и различных типов вмещающих пород, входящих в рудный интервал;
- при наличии тесной корреляционной зависимости объемной массы от содержания полезного компонента при расчете средних содержаний не проводится взвешивание на величину объемной массы;
- отсутствует контроль определений объемной массы и влажности.

Объемная масса менее изменчива, чем другие подсчетные параметры: мощность, содержание, продуктивность (метрограмм или метропроцент), но все же имеет достаточно большой разброс значений. Корреляционная вариация основных подсчетных параметров изменяется в следующих пределах: содержание полезного компонента 50-300, мощность рудных интервалов 40-100, объемная масса 15-40.

Как правило, объемная масса руды больше объемной массы вмещающих пород, что связано, в основном, с тем, что рудные минералы значительно тяжелее породообразующих.

При этом величина объемной массы зависит от содержаний полезных компонентов (железные, хромовые, медно-колчеданные и полиметаллические руды).

Имеются и другие случаи, когда руда имеет более низкую объемную массу, чем вмещающая порода. Это обычно связано с нахождением ору- денения в зонах трещиноватости или с выполнением рудных жил лег- ким минералами (кальцитом, адуляром и др.) при иных содержаниях полезных компонентов золоторудных месторождений, месторождений редких и радиоактивных элементов.

Основные погрешности определений объемной массы связаны со следующими факторами:

Определение объемной массы по образцам, при этом объемная масса получается завышенной из-за не учёта микротрещиноватости и пори- стости. Необходимо проведение специальных исследований по опреде- лению трещиноватости и введение соответствующих поправок или вы- полнение заверки выемкой целиков. Последнее невозможно на ранних стадиях разведочных работ при наличии слепых рудных тел и отсут- ствием подземных горных выработок.

Значения объемной массы, полученные по целикам, отобранным из поверхностных горных выработок, характеризуют только приповерх- ностную зону окисления и дезинтеграции пород. Рассчитанные по ним поправки нельзя распространять на глубокие горизонты. Для решения вопроса о введении поправок к определению объемной массы следует проводить тщательное изучение керна для выявления доли трещинова- тости, кавернозности и других участков разуплотнения руд и вмещаю- щих пород. При их отсутствии можно использовать для расчетов опре- деление объемной массы по образцам.

Проведение исследований (отбор образцов и целиков, в основном, в приповерхностных частях месторождения, где существенное влияние оказывают гипногенные процессы и распространение полученных дан- ных на более глубоких горизонтах).

Неправильный учёт влажности. Обычно при подсчете запасов учи- тывается объемная масса сухой руды, в некоторых случаях требуется расчет влажной руды.

Влажность определяется по формуле:

$$W = \frac{M_1 - M_2}{M_1} \times 100\%$$

, где

M_1 – масса во влажном состоянии;

M_2 – масса после высушивания.

Для определения массы сухой руды вводится поправка на влажность:

$$d_c = d_v \times \left(1 - \frac{W}{100}\right)$$

Для руд и пород поправка не вводится, если влажность менее 1%. При более высокой влажности следует вводить поправку, хотя ее значение может быть менее 5% (обычно принимают точность расчетов), но она носит систематический характер, постоянно увеличивая запасы руды и металла, так как содержание полезных компонентов определяется в сухой руде.

При проведении исследований в обязательном порядке следует определять зависимость объёмной массы от содержания полезного компонента, от содержания компонентов, существенно влияющих на объёмную массу, и от типа вмещающих пород оруденения.

Если установлена тесная корреляционная зависимость между объёмной массой и содержанием полезных компонентов, то необходимо рассчитать уравнение регрессии, и объёмную массу определять в нижней пробе, что важно для правильного выделения рудных интервалов (рис.1).

Например, для железистых кварцитов используется следующая формула:

$$d = 2.6225 + 0.0235 \times Fe, \text{ где } Fe - \text{содержание железа в \%}.$$

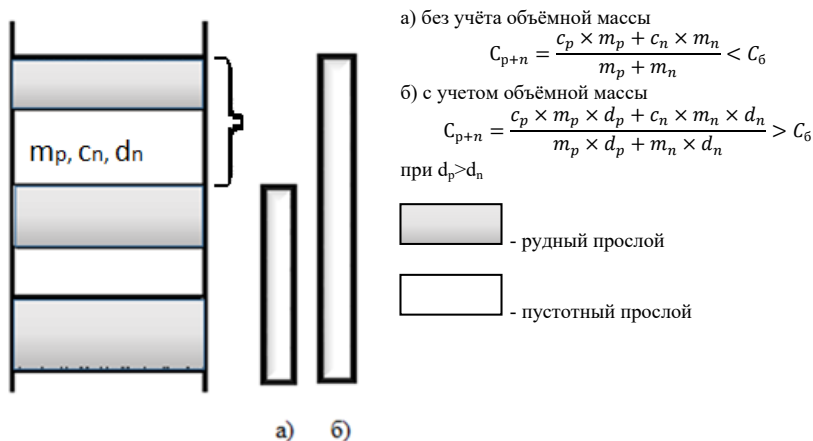


Рис. 1. Проверка возможности присоединения интервала методом компенсации

Зависимость объёмной массы от содержания основного компонента часто не отчётливо выражается, но четко проявляется при анализе рудоформирующих компонентов. Для золоторудных месторождений, представленных золотосульфидной формацией, связь с содержанием золота

(из-за низких его значений) отсутствует или весьма слабая, устанавливается тесная зависимость с содержанием серы сульфидной.

Например, на Мичуринском золото-цинковом месторождении значимая корреляционная зависимость между объемной массой и содержанием полезных компонентов не установлена. Но имеется тесная корреляционная связь с серой, содержание которой устанавливается в каждой рядовой пробе: $d_i = 2.5901 + 0.0273 \times S_i$, где S – содержание серы.

Если зависимость от содержания рудных компонентов отсутствует, но оруденение расположено в различных типах пород, необходимо обязательно это учитывать. Если оруденение в различных типах пород хорошо геометризуются, то необходимо выделять отдельные подсчетные блоки по типу пород, как, сделано на месторождении вольфрамо-молибденовых руд, где оруденение находится в гранитах ($d=2.61$) и гнейсах ($d=2.83$).

При переслаивании пород при расчетах объемной массы в блоке необходимо учитывать их долю в общем объеме блока. Доля определяется отношением суммы длин интервалов руды в определенных видах пород к общей сумме длин всех рудных интервалов:

$$d_{\text{бл}} = \frac{d_1 \times V_1 + d_2 \times V_2}{V_{\text{обр}}}$$

Часть возможных ошибок при определении объемной массы связано с неправильным учетом распределения тех или иных типов руд и вмещающих пород в рудных интервалах, например, в рудах составляет 0,3 к 0,7, а соотношение количества определения объемной массы не отражает это соотношение и составляет 0,6-0,4, тогда объемная масса блока будет завышенной при $d_1 > d_2$ и заниженной при $d_1 < d_2$.

Ошибки в исследованиях объемной массы при подсчете запасов наглядно проявляется при сравнении фактической и теоретической массы проб.

Так по месторождению Лугокан при использовании среднего значения объемной массы средняя фактическая масса составила 115% от теоретической, что в принципе, невозможно. При исследовании объемной массы, вычисленной для каждой разновидности вмещающих пород, соотношение нормализовалось ($M_{\text{факт}} \times k \leq M_{\text{теор}}$, где k – коэффициент, учитывающий выход керна).

Могут быть и противоположные случаи, где $M_{\text{факт}} \leq M_{\text{теор}}$, при практически 100% выходе керна, что свидетельствует о завышении принятой в расчетах объемной массы.

Изложенные выше замечания к определению объемной массы позволяют авторам проектов геологоразведочных работ и отчетов с подсчетом запасов избежать ошибок и получать достоверные значения объемной массы, как одного из основных подсчетных параметров, что в свою очередь окажет положительное влияние на качество геолого-экономической оценки месторождений.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГО ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА, СРЕДНЕСУМИХИНСКОГО И НИЖНЕСУМИХИНСКОГО ЗОЛОТО-РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золотоносность Енисейского района Красноярского края известна с давних времен. В настоящее время здесь разрабатываются крупнейшие коренные месторождения, но уже в 19 веке в этом районе добывали россыпное золото. Отработка россыпей продолжается и в настоящее время, ведется разведка новых объектов, в том числе россыпей правого притока Енисея – реки Шумиха в Сухобузимском и Большемуртинском районах. Источником золотоносных россыпей, предположительно является золото-рудная, минерализация, локализованная в зеленокаменно измененных породах архейского гнейсового комплекса (Кузеевская толща).

В настоящее время работы по р. Шумиха с притоками проводит ООО Артель старателей «Ангара Север», владеющая лицензией на геологическое изучение, разведку и добычу полезных ископаемых сроком до 30.07.2030 г. [9]. В бассейне р. Шумиха выделено три участка россыпей – в ее верхнем, нижнем и среднем течениях. Верхнешумихинская россыпь практически уже отработана карьером. Средняя и Нижнешумихинские изучены бурением. Золото-россыпные проявления различаются по размеру и запасам. По состоянию на 01.01.2020 г., балансовые запасы по категориям $A+B+C_1+C_2$ составляют: месторождения Верхнешумихинское – пески 260 тыс. м³, золота 95 кг, месторождения Среднешумихинское – пески 107 тыс. м³, золота 49 кг, месторождения Нижнешумихинское – пески 137 тыс. м³, золота 45 кг.

Целью данной работы является обоснование выбора объекта для первоочередной отработки на основе сравнения геолого-экономических особенностей Среднешумихинского и Нижнешумихинского золото-россыпных месторождений.

Нижне-Шумихинская россыпь была выделена по геолого-съёмочным работам масштаба 1:50 000 (Суриков, Заблочный, 1984 г.) и расположена в 7,2 км выше устья р. Шумихи [8]. Река по всему участку меандрирует, склоны долины изрезаны логами ручьев, впадающих в р.Шумиха, а также сухими оврагами. Генетический тип россыпи аллювиальный, морфологический тип – пойменный. Возраст золотоносного аллювия четвертичный. Долина реки по участку россыпи асимметричная, с крутым левым и относительно пологим правым бортами, участками каньонообразная. Крутизна склонов меняется от 10° до 40°. Ширина

Россыпь, выдержанная по простиранию, однако характеризуется весьма неравномерным содержанием золота. Богатые участки россыпи с содержаниями золота до 3361 мг/м³ соседствуют с пустыми либо бедными участками, с содержаниями ниже забалансовых. В хвостовой части россыпь по данным разведочной сети бурения (200x20м) следует пунктиром. Продуктивный пласт один, прослеживается по всей длине россыпи. Пробность золота 900, средний размер золотин 0,5 мм.

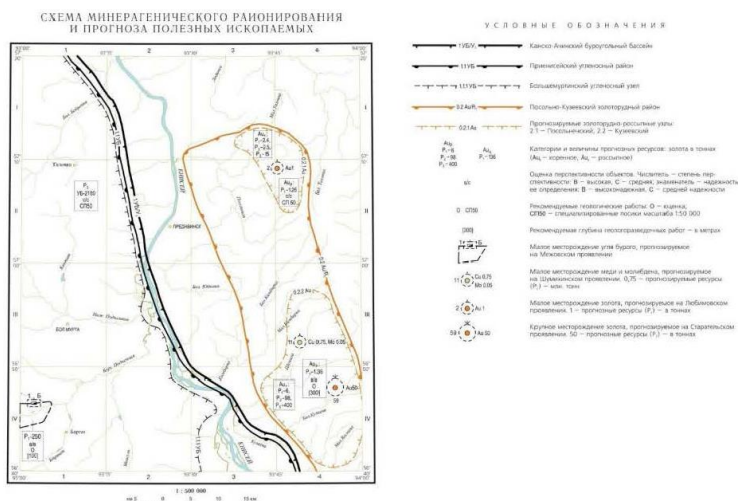


Рис.1 Обзорная карта района работ. Масштаб 1:500 000

Средне-Шумихинская россыпь расположена в 3,5 км выше по течению р.Шумиха от устья руч. Каменистого. Россыпь локализована в аллювиальных отложениях современного отдела четвертичной системы. По морфологическому типу россыпь пойменная.

Река меандрирует, пойма реки заболочена. Долина ассиметричная, левый борт крутой (30-35°), правый пологий (в пределах 10-15°), склоны изрезаны логами. Ширина долины 140-800 м, ширина русла реки 5 м,

глубина 0,8 м. Плотик россыпи представлен гранитами посольненского комплекса раннего рифея (γR_{Ips}). По результатам спектрального анализа в породах плотика отмечаются повышенные концентрации меди (до 0,01%), молибдена (до 0,004%), цинка (до 0,04%), изредка циркония (до 0,03%), в голове россыпи – ванадия (до 0,02%), хрома (до 0,04%).

Россыпь выдержана по простирацию. Россыпь представлена тремя струями протяженностью от 950 до 1500 метров. Струи четко выделяются в головной и средней части россыпи, в хвостовой части сливаются. Содержание золота в торфах от 1 знака до 35 мг/м³, в песках – от 157 мг до 4046 мг/м³, в плотике – от 1 знака до 102 мг/м³. Коэффициент вскрыши 7-10. Формы золота в россыпи комковидные, представлены ноздреватыми, пластинчатыми обособлениями. Цвет золота желтый, тускло-желтый. Средний размер золотинок 1,3 мм.

Сравнение Нижне-Шумихинской (НШ) и Средне-Шумихинской (СШ) россыпей по основным изученным параметрам приведено в таблицах 1-2.

Таблица 1.

Определение пробности золота на НШ и СШ россыпях (анализ проведен в пробирно-аналитической лаборатории Артемовского рудника, 19.03.1994г.) [8]

Наименование россыпи	Привязка к части россыпи	Вес пробы, кг	Пробность по данным ЦАЛ	Средняя пробность
Нижне-Шумихинская	головная	103,35	918,5	900
	центральная	181,75	929,0	
	хвостовая	28,65	850,0	
Средне-Шумихинская	головная	30,85	859,3	890
	центральная	142,75	931,2	
	хвостовая	110,10	878,0	

Таблица 2.

Сравнение параметров СШ и НШ месторождений [8]

Геологические и иные параметры	СШ	НШ
Пробность золота	890	900
Форма золота в россыпи	Комковидные обособления, ноздреватые пластинчатые	Пластинчатое, комковатое изометричное, таблитчатое
Цвет золота	Желтый, тускло-желтый	Желтый
Средний размер золотинок	1,3 мм	0,5 мм

Содержание золота в песках, мг/м ³	157-4046	1зн-1848
Содержание золота в торфах, мг/м ³	1зн-35	1зн-201
Содержание золота в плотнике, мг/м ³	1зн-102	17-179
Параметры части россыпи разведанной по категории С₁		
мощность торфов, м	3,6	4,8
мощность песков, м	1,0	1,1
среднее содержание х/ч золота, мг/м ³	457	348
запасы золота, кг	40	34
объем песков, тыс.м ³	88	111

По геологическому строению Нижне-Шумихинская и Средне-Шумихинская россыпи относятся к одной категории III [4,5]. В качестве эталона для оценки параметров добычи можно принять модель Верхне-шумихинской россыпи той же группы. Несмотря на то, что Средне-Шумихинская россыпь характеризуется более высокими содержаниями золота и меньшим коэффициентом вскрыши, из-за большей удаленности от устья (транспортный поток через Енисей) можно прогнозировать более высокую стоимость ее отработки по сравнению с Нижне-Шумихинской россыпью. Таким образом, на основе выполненного сравнения геолого-экономических показателей можно заключить, что первоочередной отработки заслуживает Нижне-Шумихинское месторождение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (утвержден распоряжением МПР РФ от 05.07.1999г. № 83-р).
2. ГОСТ Р 53579-2009. Отчет о геологическом изучении недр. Общие требования к содержанию и оформлению. Ростехрегулирование, 2009 г.
3. Л.П. Никулов, А.Н. Бабкин, В.М. Колямкин и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-XXVIII (Бол. Мурта). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013
4. Классификация запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, МПР России, Москва, 2006г.
5. Методические рекомендации по применению Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Песок и гравий. МПР России, Москва, 2007г.

6. Ваулин О. В. Разработка и обогащение россыпей золота. Справочник. Бишкек, «РОКИЗОЛ», 2016. 622С
7. Государственный баланс запасов полезных ископаемых российской федерации на 1 января 2021 года, выпуск 29, Золото, том VII, СФО, часть 1, Красноярский край, составитель Бондаренко В. А., ФГБУ «Росгеолфонд», Москва 2021

ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ:

8. Отчет по геологическому заданию 53-21 (детальная разведка россыпей в Посольно-Кузеевском золотоносном районе Южно-Енисейского края по рекам Шумихе, Малой Кузеевой и их левым притокам кл. Сидоровскому и ручьям Анненскому и Каменскому) и (доразведка россыпей в долинах рек Бол. Кузеевой, Мал. Кузеевой, Мал. Весниной), Красноярск, 1995. УДК 16-92-12/1

ЭЛЕКТРОННЫЕ РЕСУРСЫ:

9. Росгеолфонд <https://rfgf.ru> последнее обращение 20.11.2021 г.
10. Карты РФ <http://geolkarta.ru/> последнее обращение 20.11.2021 г.
11. ВСЕГЕИ https://www.vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/ последнее обращение 20.11.2021 г.
12. Библиотека нормативной документации <https://docs.cntd.ru/> последнее обращение 20.11.2021 г
13. Консультант плюс <http://www.consultant.ru> последнее обращение 20.11.2021 г

Серебрянников А. О., Логвинова А. М. (ИГМ СО РАН)

ПРИМЕСЬ ВАНАДИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ АЛМАЗОВ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР

Хромшпинелиды наряду с пиропом и оливином являются основными минералами-спутниками алмаза и относятся к перидотитовому парагенезису. Они являются постоянными минералами широкой серии ультраосновных пород: дунитов, лерцолитов, гарцбургитов (а также вебстеритов) – различных геологических обстановок и относящихся к различным фациям глубинности. Особый интерес представляют критерии выделения хромшпинелидов, генетически связанных с образо-

ванием алмаза. В целом, хромшпинелиды характеризуются достаточно широкими вариациями химического состава: Cr_2O_3 4-65 мас. %, Al_2O_3 10-58 мас. %, TiO_2 (0,1 – 14 мас. %) [1-2]. Составы хромшпинелидов из алмазов локализуются в более узкой области и характеризуются высоким содержанием хрома ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62$ мас. %), низкими - Al_2O_3 ($< 7,5$ мас. %), TiO_2 ($< 0,7$ мас. %) и Fe_2O_3 . Показано, что они являются магнетиохромитами, не имеющими аналогов по составу среди хромшпинелидов различных пород [3-5].

Такие хромшпинелиды являются одним из основных поисковых признаков на алмаз. Однако, не смотря на отсутствие полных аналогов по химсоставу, в качестве поискового признака они могут быть использованы только в присутствии пироба с кноррингитовым компонентом, поскольку имеется большое количество данных о высокохромистых хромшпинелидах из других типов пород. Например, хромшпинелиды с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62$ мас. % установлены в ультрабазитах Полярного Урала (до 65,9 мас. %), Корякского нагорья (68,4 мас. %); Индии (66,3 мас. %); Новой Каледонии (68 мас. %) и др., которые в общем случае можно отнести к коровому парагенезису [6]. Отдельно хотелось бы отметить алмазоносную россыпь Курунг-Юрях, в которой встречены хромшпинелиды, по содержанию главных элементов полностью аналогичные включениям из алмаза, но как показали исследования, генетически относящиеся к другому типу магматических пород. Не смотря на алмазоносность данной россыпи, хромшпинелиды имеют коровое происхождение, а не мантийное, как хромшпинелиды алмазного парагенезиса [7].

На основе этого было выдвинуто предположение о возможности более чёткого выделения различных типов хромшпинелидов не по главным (Cr, Al, Fe), а по микропримесным элементам.

Основной акцент в данной работе был сделан на содержании микропримесных элементов (V, Ni, Zn, Ti, Mn, Si, а также Mg) в хромшпинелидах из алмазов двух алмазоносных районов Якутской алмазоносной провинции: Мало-Ботуобинского (тр. Мир, Интернациональная и 23-го партсъезда КПСС) и Далдыно-Алакитского (тр. Удачная, Сытыканская, Айхал, Юбилейная, Комсомольская). Всего было изучено 320 включений хромшпинелидов в алмазах (табл. 1).

Таблица 1
Количество образцов хромшпинелидов из каждой кимберлитовой трубки

Район	Трубка	Количество образцов(трубка)	Количество образцов(район)
Мало-Ботуобинский алмазоносный район	Мир	76	122
	23-го партсъезда КПСС	9	
	Интернациональная	37	
Далдыно-Алакитский алмазоносный район	Удачная	67	198
	Комсомольская	36	
	Юбилейная	12	
	Айхал	29	
	Сытыканская	54	

Особое внимание в работе уделено исследованию 22 кристаллов хромшпинелида из алмазоносной россыпи Курунг-Юрях, находящейся в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе.

Химический состав включений изучен с помощью микроанализаторов с электронным зондом Camebax-micro фирмы Cameca и JXA-8100 фирмы JEOL с применением стандартной методики, при следующих параметрах: силе тока 100 нА, ускоряющем напряжении 20 кВ и времени съёмки в точке 10 сек.

Изучение хромшпинелидов-включений в алмазах выявило различия и сходства как на уровне отдельных трубок, так и на уровне алмазоносных районов. Так, например, концентрации Si во всех трубках Мало-Ботуобинского повышена относительно трубок Далдыно-Алакитского и составляет 0,07-0,08 мас. % и 0,10-0,13 мас. % соответственно. А концентрации ZnO, варьирующие от 0,06 мас. % в тр. Айхал до 0,08 мас. % в тр. Мир и 23-го партсъезда КПСС, можно принять равными для обоих алмазоносных районов (табл. 2).

Таблица 2.

Средние (мас. %) концентрации микропримесных элементов в хромшпинелидах- включениях в алмазах из трубок Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов. В числителе находится среднее значение, в знаменателе – доверительный интервал.

Трубки	MnO	ZnO	TiO ₂	MgO	SiO ₂	NiO	V ₂ O ₃
Комсомольская	0,17	0,07	0,14	13,09	0,10	0,10	0,24
	0,01	0,01	0,04	0,49	0,02	0,01	0,03

Сытыканская	0,21	0,07	0,19	13,35	0,12	0,10	0,33
	0,01	0,01	0,03	0,41	0,01	0,00	0,01
Удачная	0,20	0,07	0,15	12,05	0,11	0,08	0,28
	0,01	0,01	0,05	0,35	0,01	0,01	0,02
Айхал	0,21	0,06	0,31	13,02	0,13	0,11	0,27
	0,01	0,01	0,11	0,48	0,02	0,01	0,03
Юбилейная	0,19	0,07	0,31	12,62	0,11	0,08	0,27
	0,05	0,02	0,29	1,59	0,03	0,01	0,08
Мир	0,22	0,08	0,31	12,20	0,08	0,09	0,33
	0,01	0,01	0,07	0,31	0,01	0,00	0,02
Интернациональная	0,17	0,07	0,19	12,28	0,08	0,07	0,34
	0,02	0,01	0,12	0,23	0,01	0,01	0,02
23 партсъезда КПСС	0,24	0,08	0,46	11,37	0,07	0,09	0,35
	0,02	0,02	0,41	0,70	0,03	0,02	0,07

Проверка нашего предположения путём сравнения микропримесного состава хромшпинелидов алмазного парагенезиса с хромшпинелидами из алмазоносной россыпи Курунг-Юрях показало различие в концентрациях по всем изученным элементам, за исключением Si. Наиболее значимые, двукратные различия были обнаружены в концентрациях V_2O_3 – 0,07 мас. % и 0,15 мас. % в хромшпинелидах алмазного парагенезиса и хромшпинелидов из алмазоносной россыпи Курунг-Юрях соответственно, и в концентрациях ZnO – 0,30 мас. % и 0,15 мас. % аналогично.

Сравнительный анализ опубликованных данных по содержанию V_2O_3 в хромшпинелидах из различных массивов [8-13] с нашими данными показал, что хромшпинелиды алмазного парагенезиса из Якутской алмазоносной провинции значительно отличаются от других типов хромшпинелей (рис. 1). А распределение $Cr_2O_3 - V_2O_3$, в отличие от пар $Cr_2O_3 - Al_2O_3$ или $Cr_2O_3 - TiO_2$, позволяет довольно надёжно отделить хромшпинелиды из алмазоносной россыпи Курунг-Юрях от хромшпинелидов-включений в алмазах.

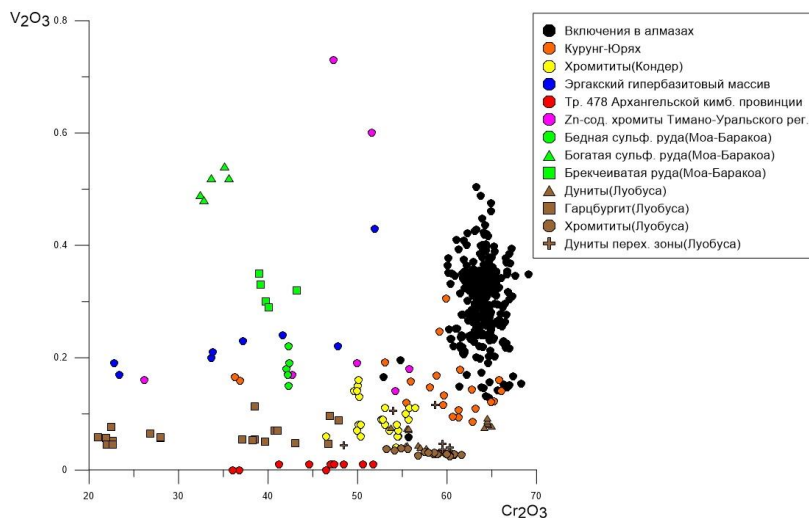


Рис. 1. Состав хромшпинелидов различного генезиса.

Таким образом, микропримесный состав хромшпинелидов (в частности, содержание V_2O_3), может быть использован как петрогенетический индикатор и дальнейшее исследование состава хромшпинелидов-включений в алмазах может расширить поисковые признаки на алмаз.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке гранта РФФИ (проект № 20-05-00293)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Meyer H. O. A., Boyd F. R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1972, v. 36 (11)
2. Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds. In: Nixon P.H. (ed). *Mantle xenoliths*, Willey, Chichester, 1987, p. 501-522
3. Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., Vera O., Alfonso P., Fallick A. Genesis of sulfide-rich chromite ores by the interaction between chromite and pegmatitic olivine-norite dikes in the Potosi Mine (Moa-Baracoa ophiolitic massif, eastern Cuba) // *Mineralium Deposita*, 2001, 36, p. 658-669
4. Zhou Mei-Fu, Robinson P. T., Su Ben-Xun, Gao Jiang-Feng, Li Jian-Wei, Yang Jing-Sui, Malpas J. Compositions of chromite, associated miner-

als, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments // *Gondwana research*, 2014, v 26, p. 262-283

5. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов // Новосибирск, 2001. 276 с.
6. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Эфимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных Н.М., Пругов В.П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // *Геология и геофизика*. – 2000. – № 12. – С. 1729-1741.
7. Гусева А. С. Особенности морфологии и химического состава минералов-спутников алмаза из трубки 478 Архангельской кимберлитовой провинции // *Вестник СПбГУ*, 2009, с. 32-43
8. Илупин И. П. Высокохромистые хромиты из кимберлитов и ультрабазитов — сходства и различия // *Руды и металлы*. 2002. № 4. С. 54–58.
9. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В // *Геохимия кимберлитов*. — М.: Недра, 1978. 352 с.
10. Леснов Ф. П., Подлипский М. Ю., Поляков Г. В., Палесский С. В. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // *Доклады академии наук*, 2008, № 5(422), с. 660-664
11. Пушкарёв Е. В., Каменецкий В. С., Морозова А. В., Хиллер В. В., Главатский С. П., Родеманн Т. Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикатор пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромитов массива Кондер (Алданский щит) // *Геология рудных месторождений*, 2015, № 5(57), с. 394-423
12. Силаев В. И., Шабалин В. Н., Голубева И. И., Хазов А. Ф., Белоусова Е. А. О цинксодержащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // *Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН*, 2008, № 8, с. 6-16
13. Соболев Н. В. О минералогических критериях алмазоносности // *Геология и геофизика*. 1971. № 3., с. 70–80.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ПИРИТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА СОВЕТСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

В настоящее время, актуальным подходом в изучении золоторудных месторождений является комплексирование лабораторных методов минералогии и геохимии с применением LA-ICP-MS. Пирит является одним из наиболее распространенных сульфидных минералов в месторождениях золота. Многими работами показана возможность концентрирования им «невидимого» Au и широкого ряда других примесных элементов. Исследования распределения элементов-примесей в пирите с применением LA-ICP-MS актуальны и показывают, что получаемая геохимическая информация может быть использована при интерпретации генезиса золоторудных месторождений.

Месторождение Советское является одним из наиболее крупных и длительно разрабатываемых в пределах Енисейской золоторудной провинции. Месторождение относится к золото-кварцевому типу, а главным сульфидным минералом является пирит. Не смотря на более чем вековую историю изучения месторождения, некоторые аспекты золото-кварц-сульфидной минерализации не освещены в научной литературе. Одним из них является геохимическая характеристика пирита – главного сульфидного минерала месторождения. Поэтому главной целью нашей работы явилось изучение распределения элементов-примесей в пирите месторождения с применением LA-ICP-MS.

Месторождение золота Советское расположено в северо-восточной части Енисейского кряжа. Вмещающие породы представлены филлитовидными, углистыми и алевроитовыми сланцами удерейской свиты среднего рифея. Рудные тела сложены жильным кварцем, золотосодержащими вмещающими углеродсодержащими серицитовыми милонитами и сульфидами (до 5 мас.%). Главным сульфидом в рудах является пирит; в подчиненном количестве развиты пирротин, арсенопирит, сульфиды полиметаллов и самородное золото.

Ранние рудные образования представляют собой сложные по морфологии кварцево-жильные тела, группирующиеся в зоны, а также гнездовые, прожилковые выделения пирита, пирротина и арсенопирита. Поздняя рудная ассоциация развита в виде прожилковой вкрапленности и гнезд сидерита, анкерита, кристаллически зернистых агрегатов пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита и видимых частиц самородного золота [2]. Самородное золото в рудах обычно ассоциирует с кварцем в виде пленочных и трещинных выделений в жилах вне сростаний с сульфидами. Однако нами неоднократно наблюдалась тесная ассоциация благородного металла и пирита. В пирите месторождения отмечаются многочисленные субмикронные включения и трещинные

выделения самородного металла, что говорит о тесной парагенетической связи этих минералов.

По данным Н.В. Петровской на месторождении выделяется три разновидности пирита: крупнокристаллические агрегаты, часто совместно с арсенопиритом; мелкокристаллические жилки и гнезда в ассоциации с халькопиритом, сфалеритом и галенитом; тонкозернистые колломорфные выделения по трещинам в кварце [2]. Нами исследован пирит из прожилков в кварцевых жилах; из зальбандов кварцевых жил; сливной крупнокристаллический пирит; пирит из вмещающих углеродистых сланцев. Образцы отобраны из Северо-Западного карьера месторождения.

LA-ICP-MS исследования выполнены на квадрупольном масспектрометре iCAP Qc (Thermo Scientific) с устройством лазерного пробоя NWR 213 (ESI) в ИНХ СО РАН (Новосибирск). Электронно-микроскопические исследования выполнены на приборе Tescan Vega III SBH с системой микроанализа Oxford X-Act в R&D центре Норникель СФУ (Красноярск).

Всего было выполнено 67 точечных определений содержаний элементов-примесей в пирите месторождения (табл. 1, рис. 1). Наиболее типичными (~90 % анализов) примесями являются, ppm: Co ~0,2-1700; Ni ~1,8-1300; Zn ~1,2-80; Ge ~3,0-5,7; As ~1,4-3700; Se ~4,6-50; Pb ~0,1-390.

Таблица 1

Содержание элементов-примесей (ppm) в пирите

Значение	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶³ Cu	⁶⁶ Zn	⁷³ Ge	⁷⁵ As	⁷⁷ Se	¹⁰⁷ Ag	¹²¹ Sb	¹²⁵ Te	¹⁹⁷ Au	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi
Пирит из кварцевых жил													
Мин	0,2	40,0	1,7	2,3	3,8	1100,0	5,0	0,2	0,1	1,0	0,2	0,1	0,1
Макс	210,0	960,0	480,0	80,0	4,7	3500,0	15,0	10,0	9,0	7,0	1,0	250,0	15,0
Среднее	49,7	307,1	213,4	9,4	4,1	2114,3	8,2	1,5	1,1	2,9	0,6	46,3	2,6
Ст. откл.	61,9	261,7	211,1	20,7	0,3	707,0	2,9	2,9	2,5	2,4	0,3	85,3	4,3
Пирит из зальбандов кварцевых жил													
Мин	0,6	1,8	1,0	1,2	3,0	4,4	6,0	0,2	0,1	1,2	0,1	0,1	0,1
Макс	1700,0	1300,0	40,0	6,1	5,7	3700,0	12,0	4,3	4,9	1,3	0,2	390,0	7,0
Среднее	224,1	419,3	8,0	2,4	4,3	902,4	9,4	0,8	0,9	1,3	0,1	26,5	1,3
Ст. откл.	464,6	414,4	12,2	1,0	0,7	1247,5	1,7	1,4	1,4	0,1	0,1	91,1	2,0
Сливной пирит													
Мин	0,2	7,6	0,6	1,9	3,2	1,4	5,7	0,2	0,0	2,0	0,4	0,1	0,1
Макс	1000,0	950,0	1000,0	30,0	4,9	200,0	21,0	0,6	1,6	2,6	1,3	160,0	7,4
Среднее	185,2	374,1	142,7	4,1	4,1	31,2	13,0	0,3	0,3	2,3	0,8	20,5	1,8
Ст. откл.	293,6	305,6	321,8	6,0	0,5	55,9	5,0	0,2	0,5	0,4	0,7	39,2	2,3
Пирит из вмещающих сланцев													
Мин	18,0	190,0	0,8	2,1	3,2	840,0	12,0	0,2	0,5	1,5	0,1	1,1	0,3
Макс	880,0	1300,0	18,0	16,0	4,7	2600,0	50,0	0,4	13,0	5,4	0,3	54,0	25,0
Среднее	386,8	549,0	6,0	4,1	3,8	1611,0	33,6	0,2	3,5	3,0	0,2	18,3	8,0
Ст. откл.	276,5	300,9	5,6	4,2	0,5	564,0	12,6	0,1	4,1	1,4	0,1	17,6	8,1

Наблюдается неоднородное распределение As, Se, Sb и Au в рассматриваемых разновидностях минерала (табл. 1, рис. 1). Наиболее обогащен As пирит из кварцевых жил и вмещающих сланцев (~2114 и ~1611 ppm); содержание As в пиритах из зальбандов кварцевых жил находится на уровне (~902 ppm), а крупнокристаллический сливной пирит значительно обеднен элементом (~31 ppm). Содержания Se показывает стабильный тренд увеличения от пирита из кварцевых жил к пириту из вмещающих сланцев (см. рис. 1). Sb содержится примерно в равных количествах в пирите из кварцевых жил, их зальбандов и крупнокристаллическом пирите, но пирит вмещающих сланцев значительно обогащен Sb. «Невидимым» Au обогащен пирит кварцевых жил (~0,56 ppm) и крупнокристаллический сливной пирит (~0,83 ppm). Минерал из зальбандов кварцевых жил и вмещающих сланцев содержит меньшие концентрации Au (~0,15 и ~0,16 ppm). Количество Ag в минерале невелико и в среднем составляет около 0,3 ppm, лишь единичные урановые концентрации достигают ~4-10 ppm.

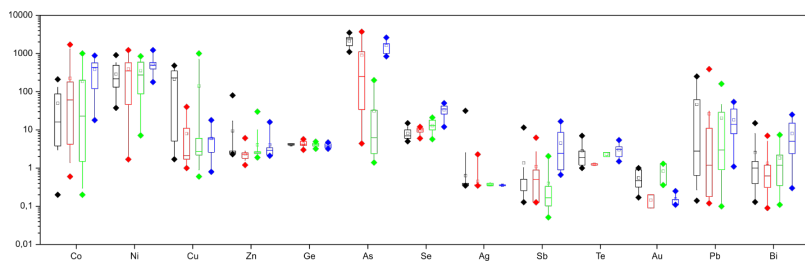


Рис. 1 Распределение элементов-примесей в пиритах месторождения (ppm): черный цвет – пирит из кварцевых жил, красный цвет – пирит из зальбандов кварцевых жил, зеленый цвет – сливной пирит, синий цвет – пирит из сланцев.

На диаграмме Au-As большая часть аналитических точек расположена в компактном поле со слабым положительным трендом (рис. 2, а). Анализы крупнокристаллического пирита на этой диаграмме обособлены низким содержанием As. Все анализы расположены ниже граничной линии предела растворимости Au в структуре пирита, что указывает на структурно-связанный его характер в минерале [6].

Наиболее контрастно аналитические точки составов изученных разновидностей пирита обособливаются на диаграмме As-Se (рис. 2, б). Пирит из вмещающих сланцев характеризуется максимальным содержанием как As, так и Se. Пирит из кварцевых жил расположен в поле

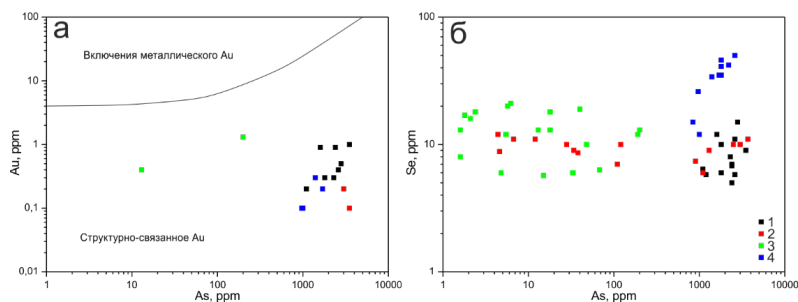


Рис. 2 Бинарные графики зависимости распределения элементов-примесей в пиритах месторождения: а – Au-As [6]; б – Se-As. 1 – пирит из кварцевых жил, 2 – пирит из зальбандов кварцевых жил, 3 – сливной пирит, 4 – пирит из вмещающих сланцев.

повышенных содержаний As, и пониженных (относительно пиритов из сланцев) – Se. Крупнокристаллический сливной пирит занимает область низких значений содержания As и Se. Часть точек пирита из зальбандов кварцевых жил, по концентрациям Se и As, расположено в пределах поля крупнокристаллического пирита, другая – близка к области, занимаемой пиритом из кварцевых жил.

Содержание Se в пирите зависит от температуры его кристаллизации и может быть использовано в качестве геотермометра [5]. На основании содержания Se в минерале нами оценены температуры его образования (309-507 °C). Пирит из вмещающих сланцев ~343 °C; сливной крупнокристаллический пирит ~417 °C; пирит из кварцевых жил и их зальбандов 456 и 439 °C соответственно. Ранее на основе пирротин-пиритового геотермометра были оценены температуры образования пирротин-(пирит) содержащих минеральных ассоциаций месторождения 489-382 °C [1]. Данные пирротин-пиритового геотермометра и температуры, рассчитанные на основании содержания Se в пирите, показывают хорошую сходимость и соответствуют результатам классических определенных термобарогеохимическими методами по флюидным включениям в кварце 100–630 °C [7].

Co/Ni отношение в пиритах месторождения лежит в пределах 10-0,1, что позволяет предположить формирование минерала в гидротермальных условиях, а существующие вариации вероятно связаны с кристаллохимическим контролем осаждения Ni при одновременной кристаллизации пирита и пирротина [4]. Анализы пирита вмещающих сланцев характеризуются значениями Co/Ni <1, что может указывать на влияние

осадочного процесса в распределении Co и Ni и, в конечном счете, на ретроспективную генетическую природу пирита вмещающих пород.

Положительная корреляция между Au и As в пирите была показана во многих работах и слабо проявлена в пиритах месторождения (см. рис. 2, а). Однако существует немало данных, указывающих на отсутствие подобной связи [3]. Это предполагает, что As не является обязательным условием для изоморфного вхождения Au в структуру минерала.

По нашим данным Au/Ag в пирите месторождения изменяется в пределах 0,09-3,75, что значительно ниже этого отношения в самородном золоте месторождения ($\leq 19-50$), но близко к таковому в рудах ($\sim 0,36$) [1]. Это может указывать на присутствие в минерале ультрамелких частиц Au-Ag сульфидов [1]. Нами также установлены концентрации Te (до 7 ppm), Se (до 50 ppm), Sb (до 13 ppm), Bi (до 25 ppm). Эти элементы способны образовывать устойчивые соединения с Ag [1]. Не исключено, что избыток Ag в пирите месторождения связывается этими элементами в ультрамелкие минеральные фазы.

Таким образом, на основании полученных данных можно сформулировать следующие основные выводы:

«Невидимым» Au обогащен пирит из кварцевых жил ($\sim 0,56$ ppm) и крупнокристаллический сливной пирит ($\sim 0,83$ ppm). Минерал из зальбандов кварцевых жил и вмещающих сланцев содержит меньше Au ($\sim 0,15$ и $\sim 0,16$ ppm).

Изученные разновидности пирита обогащены серебром относительно золота (Au/Ag от 0,09 до 3,75), избыток серебра может быть связан в виде ультрамелких частиц Au-Ag сульфидов, либо в виде соединений с Te, Se, Sb, Bi.

Пирит из вмещающих сланцев характеризуется максимальными содержаниями As и Se. Пирит из кварцевых жил содержит минимальные концентрации As. Крупнокристаллический сливной пирит занимает область низких содержаний Se и As. Пирит из зальбандов кварцевых жил имеет переменный состав.

На основании содержания Se в пирите руд установлены температуры образования минерала: пирит из вмещающих сланцев ~ 343 °C; крупнокристаллический сливной пирит ~ 417 °C; пирит из кварцевых жил ~ 456 °C; пирит из зальбандов кварцевых жил ~ 439 °C. Полученные данные показывают общий интервал образования пирротин-пиритовых ассоциаций месторождения в 309-507 °C.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пальянова Г.А., Сазонов А.М., Журавкова Т.В., Сильянов С.А. Состав пирротина как индикатор условий минералообразования на золоторудном месторождении Советское (Енисейский край, Россия) / Геология и геофизика. 2019. №7. С. 934-354.
2. Петровская Н.В. Золотое оруденение Енисейского края и особенности процессов формирования золотых руд: Автореф. дис. д.г.-м.н. М., НИГРИЗОЛОТО. 1954. 86 с.
3. Chouinard A., Paquette J., Williams-Jones A.E. Crystallographic controls on trace-element incorporation in Auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile-Argentina / Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 951–963.
4. Conn C.D., Spry P.G., Layton-Matthews D., Voinot A., Koenig A. The effects of amphibolite facies metamorphism on the trace element composition of pyrite and pyrrhotite in the Cambrian Nairne Pyrite Member, Kanmantoo Group, South Australia / Ore Geology Reviews, 2019. V. 114. P. 103–128.
5. Keith M., Smith D.J., Jenkin G.R.T., Holwell D.A., Dye M.D. A review of Te and Se systematics in hydrothermal pyrite from precious metal deposits: Insights into ore-forming processes / Ore Geol. Rev. 2018. 96. P. 269–282.
6. Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chrysosoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite / Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. 69. P. 2781–2796.
7. Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) / Economic Geology. 2010. V. 105. P. 375–394.

Сомов Н.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

При поисках алмазных месторождений для территорий с широким развитием ледниковых отложений, одним из основных методов является шлихо-минералогический, который позволяет определить направление перемещения обломочного материала и оценить удаленность обнаруженных в процессе опробования минералов-индикаторов кимберлитов

(МИК) от прогнозируемых коренных источников алмазов. Эффективность применяемого метода зависит от конкретных геологических обстановок (мощность и тип перекрывающих отложений, генетический тип четвертичных отложений, содержание и состав индикаторных минералов в кимберлите, уровень эрозионного среза прогнозируемых тел, типы кимберлитовмещающих пород и др.).

Основные теоретические вопросы вывода материала с базальной части четвертичных отложений и образования ореолов рассеяния МИК в различных типах ледниковых отложений рассмотрены в ходе первой молодежной конференции [4]. В данной статье будет рассмотрено применение теоретических аспектов ведения шлихо-минералогического опробования в условиях развития ледниковых отложений на практическом примере.

В качестве примера будет рассмотрен действующий проект поисковых работ на алмазы в пределах Ручьевской площади. Ручьевская площадь расположена на территории Северо-Западного федерального округа РФ, в Архангельской области, в административных границах муниципального образования «Мезенский муниципальный район», в 40 км на север от разрабатываемого месторождения алмазов им. В. Гриба.

С точки зрения перспективности использования шлихо-минералогического метода площадь можно разделить на две части: западную – благоприятную (кимберлитовмещающий цоколь (КВЦ) перекрыт непосредственно комплексом четвертичных отложений) и восточную – неблагоприятную (КВЦ перекрыт мощным комплексом карбонатных отложений верхнего карбона и перми, а также комплексом четвертичных отложений).

В пределах перспективных участков (западная часть Ручьевской площади) потенциальные кимберлитовые тела перекрыты комплексом четвертичных отложений, в том числе ледниковых. Данный тип перекрытия характеризуется наличием в разрезе над толщей кимберлитовмещающих пород венда только разнофациальных четвертичных отложений. С поисковой точки зрения наиболее информативными являются отложения основных морен, отражающие в базальном горизонте состав подстилающих пород, в которых при благоприятных условиях могут формироваться ореолы рассеяния ближнего сноса. Ореолы рассеяния ближнего сноса в моренных суглинках имеют протяженность по латерали до 2 км по направлению движения ледника [1].

В период проведения полевых работ были выполнены маршрутные геолого-геоморфологические исследования масштаба 1:25 000 по водотокам с попутным шлиховым опробованием современных аллювиальных отложений; в районе участков, перспективных по геофизическим

данным для локализации кустов кимберлитовых тел, проведены геолого-геоморфологические исследования масштаба 1:10 000 и шлиховое опробование ледниковых отложений на перспективных геофизических аномалиях.

Помимо отложений основной морены в пределах Ручьевской площади выделены следующие генетические типы четвертичных отложений, которые перекрывают кимберлитомещающий цоколь (КВЦ): элювиально-делювиальные, болотные, озерные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, морские, флювиогляциальные и озерно-ледниковые образования.

Генетических типы четвертичных отложений в пределах Ручьевской площади представлены следующими типами.

Элювиально-делювиальные отложения представлены дресвяно-щебнистыми отложениями с супесчаным или песчаным заполнителем, и способны концентрировать ореолы МИК ближнего сноса.

Болотные отложения представлены торфом, ореолы МИК в данных отложениях отсутствуют. Территории с развитием отложений палюстрия являются неблагоприятными для шлихо-минералогического метода.

Озерные отложения – пески, алевроиты, супеси, суглинки, глины, ореолы МИК имеют потерявшую связь с первоисточником.

Аллювиальные отложения можно разделить на две фации: русловые и пойменные. Русловые фации представлены песчано-гравийно-галечными отложениями, ореолы МИК при этом также делятся на два типа: в крупных реках – дальнего сноса, в малых – ближнего сноса. Ореолы рассеяния минералов-индикаторов полностью повторяют ореолы рассеяния размываемых четвертичных отложений. Пойменные фации представлены песками, алевроитами и суглинками, при этом ореолы МИК ближнего сноса в них отсутствуют.

Озерно-аллювиальные отложения представлены песками, песками глинистыми с галькой и гравием. Ореолы МИК, как правило, обнаруживаются на пляжах, возможно обнаружение ореолов дальнего сноса.

Морские отложения – пески с прослоями глин, глины с линзами песков. Ореолы МИК, потерявшие связь с первоисточником.

Флювиогляциальные отложения в пределах территории делятся на покровные и долинные зандры, представлены песками, гравийниками и галечниками. Ореолы МИК обычно отсутствуют или имеют не имеют связи с первоисточником. Кроме того, к данному типу образований относятся отложения долин стока талых ледниковых вод, которые сложены песками, глинами, суглинками с включением гравия, гальки, валунов и глыб. Ореолы МИК по долинам катастрофических спусков смешанные, дальность переноса – первые десятки км.

Озерно-ледниковые отложения представлены глинами, суглинками, алевроитами, песками с гравием и галькой, ореолы МИК отсутствуют.

Ледниковые отложения основной морены – валунные, гравийно-галечные суглинки и супеси. Поисковая обстановка, при которой четвертичные отложения представлены ледниковыми образованиями, является наиболее благоприятной для обнаружения ореолов МИК ближнего сноса [1,2].

Опробование современных аллювиальных отложений в ходе геолого-геоморфологических маршрутов масштаба 1:25 000 имеет ревизионный характер. Ореолы рассеяния МИК аллювиальных отложений полностью повторяют ореолы рассеяния размываемых четвертичных отложений.

Опыт работ в подобных обстановках показывает, что при опробовании водотоков, в первую очередь водотоков, наследующих долины стока талых ледниковых вод или долины катастрофических спусков временных ледниковых озер, может быть получена минералогическая информация по наличию кимберлитовых тел, в пределах локального участка. Подобные долины характеризуются плоским дном и выполнены плохо сортированным валунно-галечным материалом. Именно в пределах данных долин, как правило, обнаруживаются ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов. Транспортировка минералов-индикаторов по данным долинам может достигать нескольких десятков километров. При катастрофических спусках озер происходит мобилизация размываемого борта озера, мобилизация материала, выполняющего его дно. Прослеживание долин стока позволяет наметить участки возможной мобилизации минералов-индикаторов и, исходя из этого, положение перспективных аномалий, требующих проверки. Формирование осадков долин катастрофических спусков происходит по водно-гравитационному типу. При таком типе седиментации максимальные концентрации минералов-индикаторов наблюдаются на расстоянии 4-6 км от места их захвата, далее их содержания постепенно снижаются на расстоянии в несколько десятков километров.

В ходе проведения полевых работ 2021 года был установлен снос материала с СЗ на ЮВ, это было установлено в ходе маршрутов 1:10 000 по замерам азимутов удлинённых осей галек в отложениях основной морены. Кроме того, присутствие в тяжелой фракции таких минералов как дистен и ставролит подтверждает, что областью питания являются породы Кольского полуострова. Отложения основной морены представлены суглинками буровато-коричневого цвета с валунами, гравием и галькой, которые своей большей частью представлены гранитоидами Кольского полуострова.

Шлиховые пробы, отобранные из отложений основной морены, в большинстве своем сосредоточены на проксимальных склонах, обращенных навстречу движения ледника. Это наиболее благоприятная геоморфологическая обстановка для ведения пробоотбора, т.к. именно здесь ожидается вынос материала с базальных горизонтов четвертичных отложений на поверхность по плоскостям гляциотектонических надвигов [3].

В соответствии с предлагаемой методикой для надежного подсечения ореола от тела изометричной формы размером около 300 м в поперечнике в 100-150 м от эпицентра аномалии проходилась профиль протяженностью 800-1000 м, ориентированный перпендикулярно направлению движения ледника. Шаг опробования по профилю 100 м. Далее по направлению движения ледника расстояние между профилями увеличивалось до 250-500 м, протяженность профилей до 1200-2000 м, а шаг опробования изменялся до 200-500 м. Геолого-геоморфологические наблюдения по профилям масштаба 1:10 000 с проходкой шурфов позволил определить генетическую принадлежность четвертичных отложений и выбрать точки для отбора шлиховых проб. С учетом распространения биогенных, флювиогляциальных и других, не подлежащих опробованию, образований, для заверки одной аномалии потребовалось отобрать 20- 30 (в среднем - 25) шлиховых проб по профилям общей протяженностью около 5 км.

В ходе проведения работ с использованием геофизических данных было выделено два перспективных участка возможной локализации «кустов» кимберлитовых тел: Южно-Мельский и Северо-Мельский.

В районе Южно-Мельского прогнозируемого «куста» работами предшественников в аллювиальных отложениях р. Мела были встречены многочисленные МИК, в т.ч. пиропы от неизвестного источника. В тоже время, в данном районе в ходе полевых работ наблюдалось пластовое тело кимберлитов мощностью 0,5-0,6 м – так называемые мельские силлы (не являются источником пиропов), выявленные в 1975 г., при проведении геологической съёмки масштаба 1:200 000 отрядом Кулойской ГСП ПГО «Архангельскеология».

В ходе проведения полевых работ было отобрано 291 шлиховая проба из аллювиальных отложений и 327 проб из ледниковых отложений, всего 618 проб. В отчетный период специалистами Вилуйской ГРЭ АК АЛРОСА (ПАО) был выполнен сокращенный полуколичественный минералогический анализ шлихов на минералы-индикаторы кимберлитов с оценкой их морфологических особенностей. В 7 из них были обнаружены МИК. Объясняется такое количество результативных проб с одной стороны сильным разубоживанием отбираемого в пробу материала, с

другой стороны тем, что аналитиками Вилуйской ГРЭ все хромшпинелиды в пробах были отнесены к некимберлитовым «курунгского типа» и не отбирались для проведения химического анализа.

На данном этапе работ ведется доизучение шлиховых проб с перспективных участков проведения полевых работ, в т.ч. анализ химического состава хромшпинелидов, который позволит сделать вывод о их источнике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев Ю.К. Ореолы рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в ледниковых и водно-ледниковых отложениях // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века // ВГУ – 2003. – С. 48-51.
2. Голубев Ю.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.. Характерные особенности формирования ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в основных обстановках осадконакопления // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный. 1998. С.323-325
3. Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Наука – 1976. – С. 111-132.
4. Сомов Н.А. Особенности применения шлихо-минералогического метода поисков в условиях развития сложнопостроенных толщ четвертичных отложений. Сборник тезисов докладов I молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ // ФГБУ «ЦНИГРИ» – 2020. – С. 177-178.

Старостин И.А., Гирфанов М.М. Андреев А.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И «СКРЫТАЯ» МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫКЧАДР (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

Кызыкчарское рудное поле (Республика Тыва) с потенциальным золотосодержащим молибден-медно-порфировым месторождением (рудопроявлением) Кызык-Чадр располагается в области северо-западного замыкания каледонского Монголо-Тувинского вулканоплутонического пояса (ВПП), сформированного на гетерогенном основании Алтае-Саянского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Золотосодержащее медно-порфировое оруденение Кызыкчадрского рудного поля сформировано в обстановке окраинно-континентального ВПП и впоследствии претерпело деформацию в условиях коллизии Сибирской и Китайской платформ. Площадь располагается в краевой части Ожинского полиформационного плутона (выступа), в составе которого выделяются образования таннуольского (E_2) и кызыкчадрского (E_{2-3}) интрузивных комплексов [3]. Месторождение локализовано в пределах полифазного Кызыкчадрского интрузивного массива габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации одноименного комплекса. Кызыкчадрский интрузивный массив размером $12,5 \times 3$ км (38 км^2) прорывает метаморфиты туматтайгинской толщи позднего докембрия и приурочен к зоне магматической активизации Туранского глубинного разлома, ограничивающего Ожинский выступ с юга.

Золотосодержащая молибден-медно-порфировая минерализованная зона месторождения Кызык-Чандр локализована в экзо-эндоконтакте крутопадающего дайкообразного тела, сложенного несколькими разновидностями (фазами внедрения) пород порфировой структуры, в т.ч. гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами и кварцевыми порфирами гранит-порфирового состава, отнесенными к кызыкчадрскому интрузивному комплексу («порфировый интрузив») [1]. Порфировый интрузив прорывает катаклазированные среднезернистые породы гранит-гранодиоритового состава того же комплекса и вытянут в субширотном направлении более чем на 2300 м при горизонтальной мощности до нескольких сотен метров и протяженности по падению более 500 м. Штокверковое медно-молибденовое оруденение и сопровождающие его кварц-полевошпатовые и кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты прослежены бурением на глубину до 500 м, в ряде случаев без признаков выклинивания.

Метасоматиты интенсивно пиритизированы. Кварцевые, реже кварц-карбонатные ветвящиеся прожилки часто образуют зоны интенсивного окварцевания мощностью 2,5-20 м. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация представлена халькопиритом, молибдени-том, пиритом, в подчиненных количествах присутствуют блеклые руды, борнит, халькозин, галенит, сфалерит, редко – субмикроскопические выделения самородного золота. По мере удаления от контакта порфирового тела интенсивность рудной минерализации резко снижается.

Особенностью минерализованной зоны месторождения является интенсивная тектоническая проработка оруденелых пород (катаклаз, милонитизация). Лишь в отдельных блоках сохраняются структурно-текстурные признаки, позволяющие идентифицировать породы главных и порфировых фаз кызыкчадрского комплекса. Характерными являются

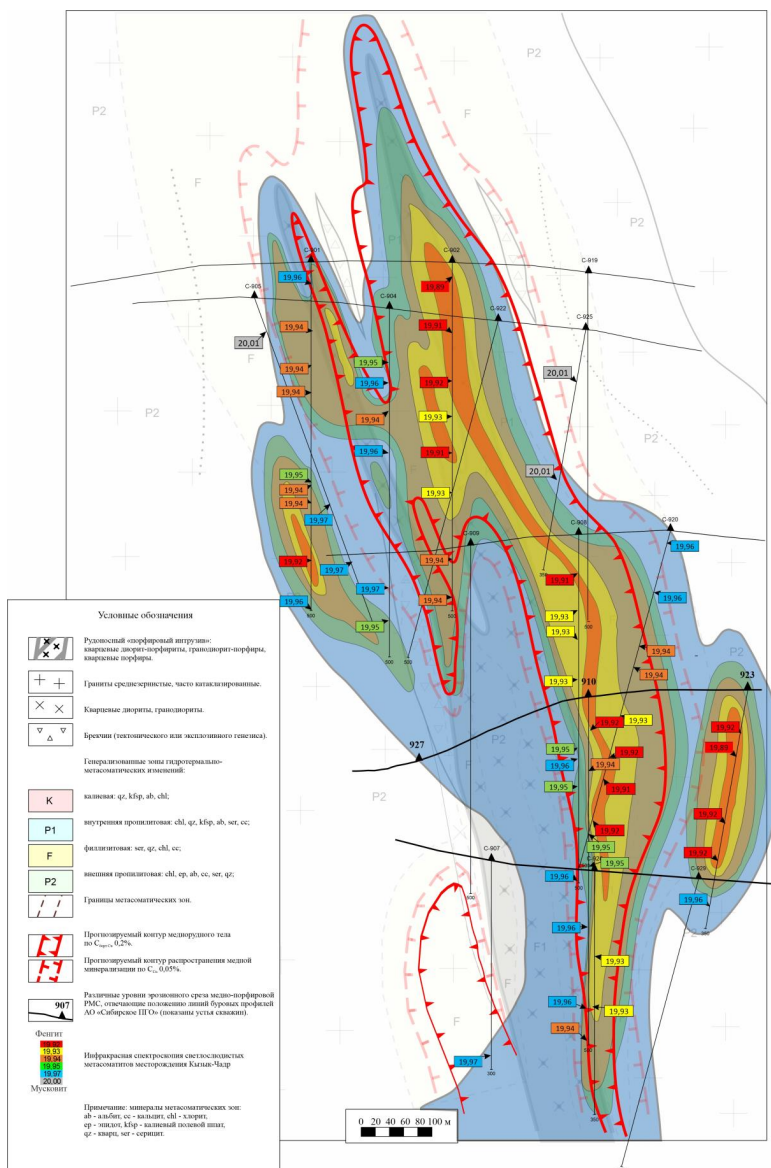


Рис. 2. Модель «скрытой» минералогической зональности по соотношению фенгит-мусковит в светлостудистых метасоматитах (в вертикальном поперечном сечении).

Специализированное изучение метасоматических изменений месторождения Кызык-Чадр с использованием рентгенофазового анализа и инфракрасной спектроскопии показало, что в пределах изученной части рудно-метасоматического ореола состав основных минералов метасоматитов достаточно однообразен. Измененные породы сложены преимущественно кварцем и диоктаэдрической калиевой слюдой мусковит-фенгитового ряда, которые доминируют практически во всех метасоматических зонах; парагенезис альбита с хлоритом и эпидотом характерны лишь для периферических частей ореола, где проявлены изменения пропилитового характера. В центральных и глубоких частях ореола фиксируются кварц-калишпатовые изменения.

По результатам инфракрасной спектроскопии светлослюдистых метасоматитов месторождения Кызык-Чадр установлены элементы «скрытой» минералогической зональности, обусловленной вариациями соотношения фенгитового и мусковитового компонентов в их составе. Фенгитовая составляющая преобладает в центральных и глубоких частях рудно-метасоматического ореола месторождения, тогда как к его флангам и верхним частям последовательно увеличивается доля мусковитового компонента (рис. 2). Установленная тенденция в целом коррелируется с общей направленностью минералогической рудно-метасоматической зональности и предположительно может объясняться сменой РТ условий в объеме медно-порфировой рудно-магматической системы.

Область развития существенно фенгитовых слюд фиксирует наиболее продуктивную зону медно-порфировой системы, вмещающую промышленные рудные тела. Это дает основание для использования показателя «скрытой» минералогической зональности как объективного критерия при увязке уже полученных рудных пересечений и прогнозирования новых на ранних стадиях ГРП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирфанов М.М., Андреев А.В., Авилова О.В., Старостин И.А. Геолого-поисковая модель золотосодержащих медно-порфировых объектов Кызыкчадрского рудного поля (Республика Тыва) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции. 2019. С. 166–167.
2. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с. (коллектив авторов под ред. А.И. Кривцова).
3. Семенов М.И., Юркевич Л.Г. Геология, геохимия и рудоносность Ожинского интрузивного плутона. // Геологическое строение и полез-

ные ископаемые Центральной Сибири: Сборник статей. Красноярск, АО «Сибирское ПГО», 2019, с. 110–119.

4. Старостин И.А., Авилова О.В., Андреев А.В., Гирфанов М.М. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового рудопроявления Кызык-Чадр (Республика Тыва) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции. 2019. С. 200.

Сучков А.В., Выдрич Д. Е. (ФГБУ «ВИМС»)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗВОНКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

Звонкий рудный узел (РУ) находится в Хабаровском крае, район им. Лазо, в 25 км на юго-восток от поселка Сукпай. В рудном узле известны вольфрамовые рудопроявления Звонкое, Валунистое, Амидей, Динкин, а также ряд пунктов минерализации, ореолов и потоков рассеяния W, Sn, Mo, Pb, Zn, Cu, Bi, Au и Ag. Стратифицированные образования, площади представлены кремнистыми, кремнисто-глинистыми и известковистыми породами сангинской (J_{1-3}^{sn}) и светлореченской ($J_3-K_1^{sr}$) толщ (свит), которые прорваны позднемеловыми и палеогеновыми гранитоидами Сукпайского и Цафактайского массивов бута-коппинского интрузивного комплекса. Центральнo-Сихотэ-Алинский региональный глубинный разлом северо-восточного простирания контролирует размещение рудоносных интрузий.

В районе можно выделить четыре пространственные группы гранитоидов: одна непосредственно на рудопроявлении Звонкий и три на участке Амидейский (северо-восточная (СВ), южная (Ю) и центральная (Ц).

Изучение характера распределения петрогенных, редкоземельных и других элементов проведены химико-аналитические исследования гранитоидов Звонкого РУ методами РСА и ICP-ms на материале 22 проб.

По полученным результатам, исследуемые образцы гранитоидных пород на диаграмме систематики магматических пород по SiO_2 и Na_2O+K_2O располагаются в полях кислых пород нормального и субщелочного ряда (рис. 1).

классификации выделили два различных типа гранитов, так называемые граниты S-типа (sedimentary–осадочные) и I-типа (igneous–изверженные). Они определили, что гранитоиды S-типа формируются в результате переплавления осадочного материала, прошедшего цикл выветривания на поверхности Земли, в то время как источником гранитоидов I-типа являются магматогенные (или метамагматические) породы [2, 3, 4, 7]. Граниты I-типа характеризуются метаглиноземистым и высокоглиноземистым составом, индекс ASI (Aluminum-Saturation Index — индекс насыщенности глиноземом) изменяется в них от 0,69 до 1,10, в некоторых случаях достигая 1,20. К критериям типизации гранитоидов относятся: содержание Na_2O , значение индекса ASI, который вычисляется по формуле $I_{\text{ASI}} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$, где все оксиды берутся в молекулярном количестве.

Значения индекса ASI для гранитоидных массивов рудопроявления Звонкий и участка Амидейский лежат в интервале 1,04–1,19 (среднее — 1,1) и 1,35–1,58 (среднее — 1,46) соответственно. Значения индекса ASI для гранитоидов рудопроявления Звонкий относятся к переходному интервалу между I- и S-типами. Значения индекса ASI для гранитоидов участка Амидейский позволяют отнести их к гранитоидам S-типа (Рис. 2). Все проанализированные гранитоиды Звонкого РУ являются высокоглиноземистыми.

С целью реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитоидов Звонкого рудного узла применен ряд дискриминационных диаграмм, которые основаны на содержаниях в породах как главных элементов, так и элементов-примесей. Наиболее широко известными и используемыми для геодинамической классификации гранитоидов являются диаграммы Дж. Пирса [5], использующие соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Ta-Nb. Из всего набора элементов в гранитоидах они являются наилучшими дискриминантами. На диаграмме выделены поля: гранитов океанических хребтов (ORG), внутриплитных гранитов (WPG), гранитов вулканических дуг (VAG) и коллизионных гранитов (COLG). Следует учитывать, что на диаграмме Rb-Nb+Y выделение постколлизионных гранитов невозможно, и они обычно размещаются в области тройного сочленения синколлизионных, внутриплитных и субдукционных гранитов [6].

В результате построения данных дискриминационных диаграмм для гранитоидов Звонкого рудного узла установлено, что точки составов гранитоидных массивов площади попадают в поле внутридуговых гранитов (Рис. 3). Такое положение гранитоидов Звонкого рудного узла позволяет говорить об их складчатом геодинамическом характере.

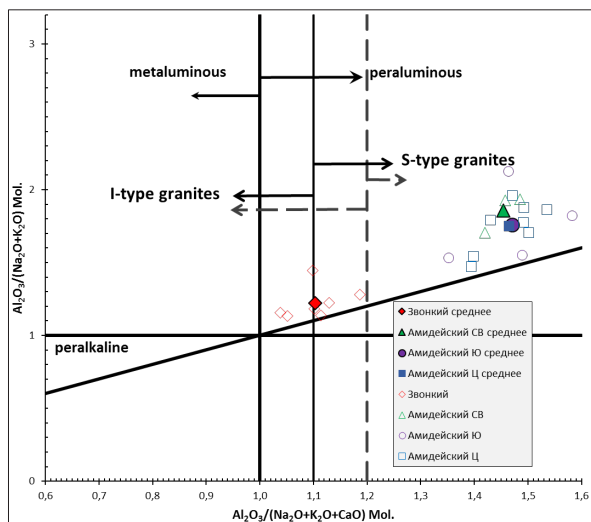


Рис. 2 Расположение результатов проб гранитоидов Звонкого РУ на диагностической диаграмме по индексу ASI

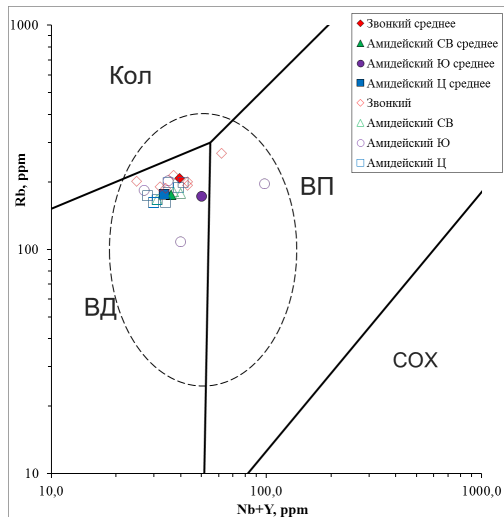


Рис. 3 Расположение результатов проб гранитоидов Звонкого РУ на дискриминационной диаграмме Дж. Пирса геодинамических обстановок формирования

Таким образом, гранитоиды Звонкого рудного узла относятся к S-типу и переходной области I-типа, являются внутридуговыми гранитами. По ряду петрохимических и геохимических особенностей гранитоиды Звонкого РУ схожи с гранитоидами I-S-типа, которые располагаются в рудных полях месторождений Восток-2, Лермонтовское, Агылки, что позволяет достаточно высоко оценить потенциальную рудоносность рудного узла на вольфрам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
2. Chappell B.W. and White A.J.R. Two contrasting granite types / Pacific Geology, 1974, vol. 8, p. 173–174.
3. Chappell B.W. and White A.J.R. Two contrasting granite types: 25 years later / Australian Journal of Earth Sciences, 2001, vol. 48, p. 489–499.
4. Chappell B.W. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia / B.W. Chappell, A.J.R. White, K. Xu and G. Tu Geology of granites and their metallogenic relations: Beijing, 1984, Science Press, p. 87-101.
5. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology, 1984, vol. 25, p. 956–983.
6. Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 1996, vol. 19, no. 4, p. 120–125.
7. White A.J.R. Source of granite magmas // Geological Society of America Abstracts with Programs 11, 1979, vol.11, no. 7

Тухтасинов А.Х., Хусанбаев Д.Х. (НУУз)

СОВРЕМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ УЗБЕКИСТАНА ПО КЛАСТЕРНОМУ АНАЛИЗУ

Введение

Основные закономерности развития земной коры показывают, что эндогенные процессы проявляются в определенных закономерных сочетаниях между собой. При этом, как правило, повышение или понижение интенсивности этих разных процессов проходит параллельно. Тем самым демонстрируется внутреннее единство различных эндогенных процессов. Конкретные эндогенные режимы определяются соотношением астеносферы и литосферы. Главную роль в формировании того или иного эндогенного режима играют тепловой поток и проницаемость земной коры.

Более частной задачей, связанной с эндогенными режимами, является изучение их современных аналогов, приведших к альпийскому тектогенезу. Она требует другого методического подхода и основывается на типизации комплексных данных о современном строении и состоянии земной коры. Проблема отбора исходных данных является чрезвычайно важной при их комплексном анализе. Исходные данные должны быть единообразно и равномерно представлены в пределах изучаемой территории. Главным же образом, отбор исходных данных определяется поставленной целью.

Исходя, из этого в методике типизации земной коры по комплексу геолого-геофизических данных предлагается следующий набор исходной информации (Рис.1):

1. Плотность теплового потока
2. Мощность земной коры
3. Высоты современного рельефа
4. Изостатические аномалии силы тяжести.
5. Глубина залегания консолидированного фундамента.
6. Магнитные аномалии (ΔT).
7. Плотность разрывных нарушений.
8. Амплитуды новейших тектонических движений земной коры.

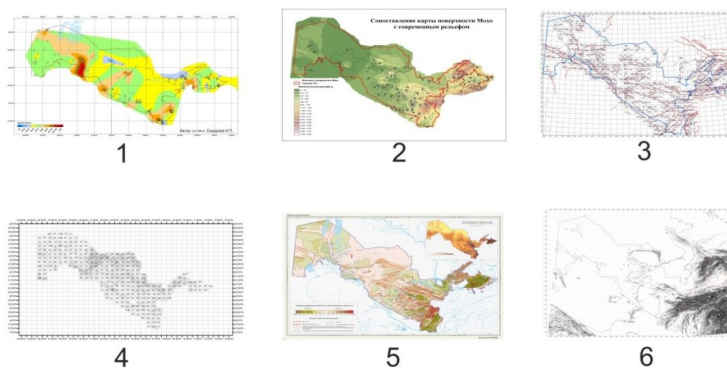


Рис. 1. Исходные данные: 1 – тепловой поток Узбекистана, 2 – рельеф поверхности Мохоровичича, 3 – разломы плотностей, 4 – магнитная аномалия, 5 – карта неотектоники, 6 – карта рельефа.

Методика типизации основана на кластерном анализе (решение классификационной задачи), который позволяет комплексно всесторонне и одновременно анализировать большой массив разнородной информации (Б.Дюран, П.Оделл, 1977; Г.И.Рейснер и др., 1986, 1990).

В этом анализе критерием для объединения может служить мера близости по всей совокупности признаков в многомерном пространстве. За меру близости можно взять Евклидово или Декартово расстояние, логарифмический или расовый критерий Пирсона или какую-нибудь другую меру. Естественно, ожидать, что малое значение этого расстояния указывает на то, что объекты подобны или «близки» друг другу, в тоже время как большое значение указывает на отсутствие подобия. Решением задачи кластерного анализа является разбиение объекта одного ранга, характеризующегося комплексом исходных данных, на объекты более высокого ранга, каждый из которых может быть описан присутствующим только ему набором значений тех же исходных данных. Для выявления современных эндогенных режимов выбирается такая итерация кластерного анализа, когда мера близости большая и пространственное распределение кластеров аналогично современному рельефу.

По существу, типы земной коры с геолого-геофизическими параметрами, описывающими её современное состояние, при обучении с сейсмичностью показывают способность земной коры генерировать сеймотектонический потенциал. При обучении карты типизации эталонными месторождениями УВ, то можно прогнозировать нефтегазогенерационный потенциал земной коры. При обучении эталонными рудными месторождениями, можно прогнозировать рудогенерационный потенциал Земной коры.

Подбор и характеристика исходных данных.

В целом, исходные данные изменяются в большом диапазоне значений. В таблице (Табл. 1) приведена корреляционная матрица использовавшихся в анализе исходных данных.

Таблица 1

Корреляционная матрица использовавшихся в анализе исходных данных

№	Q	R	H	I	F	T	L	N
Q	1.00	0.21	0.12	0.10	0.06	-0.04	0.23	0.09
R	0.21	1.00	0.81	-0.15	-0.15	-0.04	0.39	0.50
H	0.12	0.81	1.00	-0.43	0.10	-0.01	0.39	0.15
I	0.10	-0.15	-0.43	1.00	-0.42	0.04	-0.07	0.39
F	0.06	-0.15	0.10	-0.42	1.00	-0.24	-0.07	-0.47
T	-0.04	-0.04	-0.01	0.04	-0.24	1.00	-0.08	0.02
L	0.23	0.39	0.39	-0.07	-0.07	-0.08	1.00	0.14
N	0.09	0.50	0.15	0.39	-0.47	0.02	0.14	1.00

Определенный интерес представляют частотные гистограммы по признакам. На (Рис.2) представлена гистограмма встречаемости по параметру Q – тепловой поток. Такие гистограммы построены также в трехмерном пространстве, так на (Рис.3) показано соотношение параметров Q и R – высота современного рельефа. Частотные гистограммы наглядно показывают распределение и встречаемость определенных значений того или иного признака в пространстве.

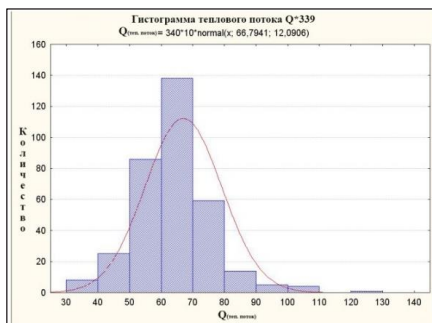


Рис. 2 Частотная гистограмма по признакам q

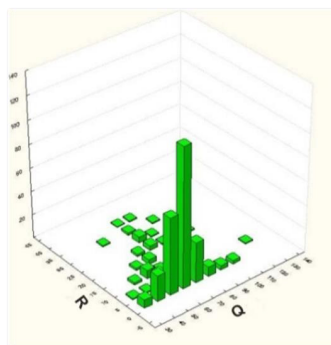


Рис. 3 Трехмерная гистограмма

Методика проведения типизации.

При решении классификационных задач, когда приходится сталкиваться с большими массивами разнородной информации, со сложными комбинациями исходных данных, лучшим способом является её комплексный всесторонний и одновременный анализ. Такой анализ возможен методом кластерного анализа (Дюран, Оделл, 1977). В этом анализе критерием для объединения может служить мера близости по всей совокупности признаков в многомерном пространстве. За меру близости можно взять Евклидово или Декартово расстояние, логарифмический или расовый критерий Пирсона или какую-нибудь другую меру. Решением задачи кластерного анализа является разбиение объекта одного ранга, характеризующегося комплексом исходных данных, на объекты более высокого ранга, каждый из которых может быть описан присущим только ему набором значений тех же исходных данных.

В данной работе использован один из методов кластерного анализа – метод k-средних Мак-Куина. Принцип классификации сводится к некоторому, возможно, случайному, исходному разбиению множества объектов на заданное число кластеров (классов, групп, популяций), по-

следующему отнесению остальных объектов к ближайшим кластерам, пересчету новых «центров тяжести» кластеров и продолжению описанной процедуры, пока не будет получено некоторое оптимальное разбиение. Особенностью метода является то, что выделенные в результате расчетов кластеры не будут пересекаться – гарантируется, что каждый классифицированный объект будет отнесен только к одному кластеру.

При проведении кластерного анализа территория Республики Узбекистан поделена на 339 ячеек, каждая ячейка как уже отмечалась выше соответствует 20' x 30' градусной сетки. С помощью кластерного анализа методом k-средних весь набор исходных данных был разбит на кластеры в пять шагов. На первом шаге кластерного анализа, когда мера близости мала, т.е. расстояния между признаками маленькое вся территория Узбекистана разбита на 200 кластеров. Для второго, третьего, четвертого и пятого шагов кластерного анализа получены соответственно 150, 120, 50 и 25 кластеров.

Для территории Узбекистана на этом шаге было выделено 25 типов коры. На основании полученных результатов была построена формализованная карта для 25 кластеров (Рис. 4).

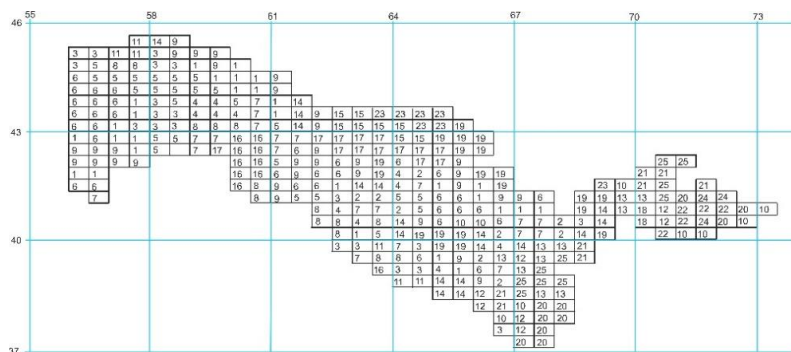


Рис. 4. Формализованная карта типов земной коры (25 типов).

На рис. 4 совершенно отчетливо наблюдается две крупные структурные единицы, делящие изучаемую территорию на Туранскую плиту и ороген Тянь-Шаня. Последнее имеет субширотную вытянутость, тем самым хорошо коррелируясь с реальной обстановкой.

Рассмотрим каждую из этих структурных единиц отдельно. Туранскую плиту характеризуют 1, 4, 7, 3, 2, 5, 14, 9, 8, 10, 11, 17, 19, 24, типы коры. Для этой территории в целом свойственны невысокий рельеф до 0,4 км., компенсированная кора – изостатические аномалии от -13 до

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Эндогенные режимы. М. Недра, 1978, с.232
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники – М., Недра, 1989.
3. Дюран Б., Оделл П. Кластерный анализ – М., Статистика, 1977. – 128 с.
4. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы./Доклады АН СССР, 1986, т.291, №6, с.1336-1339.
5. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. О методе выявления современных эндогенных режимов. В кн.Строение и эволюция тектоносферы – М., ИЗ АН СССР, 1987, с.274-301.
6. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Эндогенные режимы Европы. В сб. Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР – М., Наука, 1990, с.40-47
7. Хусанбаев Д.Д., Раджабов С.С., Атабаев Д.Х., Крутиков А.Д. Построение карты изоглубин поверхности Мохоровичича Республики Узбекистан по сейсмо – гравиметрическим данным. // Вестник НУУз, 2015 №2.
8. Хусанбаев Д.Д. Современные эндогенные режимы и сеймотектонические особенности очаговых зон сильных землетрясений (на примере Узбекистана). Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ташкент, 1991.

Тышкевич А.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)

МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БЫСТРОЕ (МЕЧИВЕЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Золоторудное проявление Быстрое расположено на Западном участке Мечивеевской перспективной площади (Северо-Эвенский район Магаданской области), в пределах которой с 2020 года ведутся поиски золото-молибден-меднопорфирового и сопряженного оруденения. Целью наших исследований являлась типизация околорудных гидротермальных изменений и выявление метасоматической зональности, которая является одним из наиболее эффективных критериев выделения продуктивных частей порфирово-эпитермальных систем [2, 3, 4].

Рудопроявление локализовано в ранне-позднемиловых вулканах риолит-дацитовый формации, которые вмещают многочисленные субвулканические тела андезит-дацитового состава. Золотоносность связана с зонами развития пирит-адуляр-кварцевых жил и прожилков (Школьный Л.Д. 1983ф).

Практически на всей площади рудопроявления породы в различной степени пропилитизированы и сложены кварцем, полевыми шпатами (альбитизированный плагиоклаз, КПШ), серицитом и хлоритом с сохранением первичной структуры.

Полнопроявленные метасоматиты представляют собой белые тонко-криптозернистые массивные породы (рис. 1). Для точного определения их минерального состава был использован рентгенофазовый анализ (табл. 1). В результате установлено, что метасоматиты сложены кварцем (45–75 %) и типичными минералами аргиллизитов кварц-каолиновой фации: алунитом, каолинитом-диккитом и иллитом (калиевой гидрослюдой).

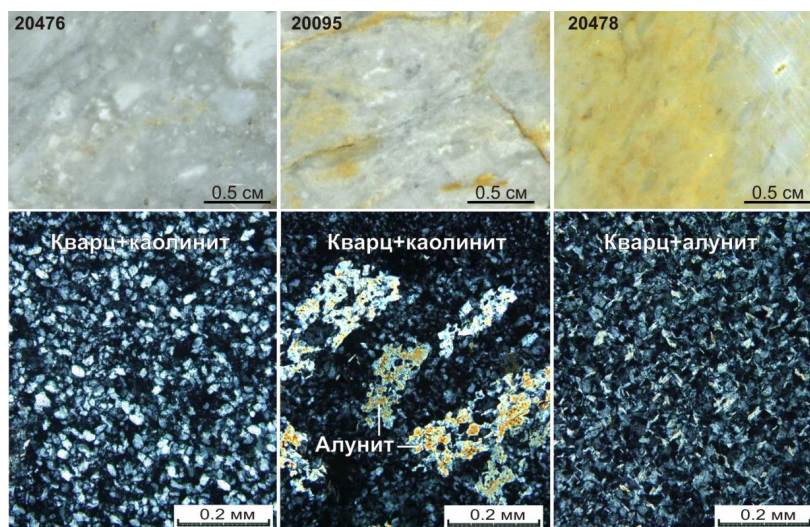


Рис. 1. Метасоматиты золоторудного проявления Быстрое. Фото штуфов и прозрачных шлифов (с анализатором).

Таблица 1

Минеральный состав измененных пород рудопроявления Быстрое

Минералы	Qz	Pl	Fsp	Ms	Chl	Aln	Kl	Ill	Prf	Ds
Проба	Содержание, %									
20041	75	-	15	-	-	-	-	10	-	-
20046	65	-	-	-	-	-	20	-	10	5
20047	65	-	-	-	-	-	-	35	-	-
20089	50	-	-	-	-	<5	50	-	-	-
20095	45	-	-	-	-	15	40	-	-	-

20102	50	25	15	5	5	-	-	-	-	-
20108	55	25	15	5	-	-	-	-	-	-
20259	70	25	-	5	-	-	-	-	-	-
20460	60	30	10	<5	-	-	-	-	-	-
20465	75	-	-	-	25	-	-	-	-	-
20467	30	40	-	-	30	-	-	-	-	-
20469	95	-	-	-	-	-	-	5	-	-
20473	45	35	20	-	-	-	-	-	-	-
20474	70	20	10	<5	-	-	-	-	-	-
20476	65	-	-	-	-	-	35	-	-	-
20478	70	-	-	-	-	30	-	-	-	-
20479	40	55	-	5	<5	-	-	-	-	-
20481	70	-	-	-	-	30	-	-	-	-
20612	50	-	-	-	-	-	50	-	-	-
20616	70	15	-	15	-	-	-	-	-	-
21056	85	-	-	-	-	-	-	15	-	-
21263	85	-	-	15	<5	-	-	-	-	-
з-9	50	40	-	10	<5	-	-	-	-	-
з-11	75	-	-	-	-	-	-	25	-	-
з-12	85	-	-	-	-	-	-	15	-	-

Минералы: Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Fsp – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит-серицит, Chl – хлорит, Aln – алунит, Kl – каолинит (+диккит), Ill – иллит, Prf – пиррофиллит, Ds – диаспор.

Кварц-каолининовая фация аргиллизитов распространена в разнообразных эпитеpмальных месторождениях [1]. Она формируется под действием кислых сульфатных растворов в условиях малых глубин и низких температур и сопровождается золотую и золото-серебряную минерализацию в пределах континентальных окраин, в том числе в пределах Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. В зарубежной литературе для кварц-каолининовых аргиллизитов используется термин «advanced argillic alteration». В порфирово-эпитеpмальных рудно-магматических системах метасоматиты данного типа закономерно формируются в приповерхностной зоне и слагают «lithosap» – «каолининовую шляпу» [4].

В самом общем виде метасоматическая колонка кварц-каолининовых аргиллизитов имеет следующий вид (от осевой раствороподводящей трещины к вмещающей породе): кварц → кварц + алунит → кварц

+ каолинит + алунит → кварц + гидрослюда → кварц + гидрослюда + хлорит → пропилитизированные породы (альбит + хлорит + кальцит + серицит). Вертикальная зональность, установленная как в древних, так и в современных геотермальных системах, выражена в смене сверху вниз алунит-каолинитовой зоны пиррофиллит-иллитовой (часто с диаспором), и далее хлорит-серицитовой. Алунитсодержащие метасоматиты сопровождают эпитермальное Cu-Au оруденение и являются надежным поисковым критерием [3, 4].

Метасоматиты, выявленные в пределах изученной нами территории, отчетливо разделяются на 4 разновидности:

- кварц-алунитовые (алунита около 30%);
- кварц-алунит-каолинитовые (каолинит около 50%, алунит до 15%);
- кварц-каолинитовые (каолинит 35–50%, спорадически пиррофиллит, диаспор);
- кварц-иллитовые (иллит до 35%).

Выделенные разности соответствуют зонам типовой метасоматической колонки аргиллизитов и на площади слагают широкие зонально построенные ореолы (рис. 2).

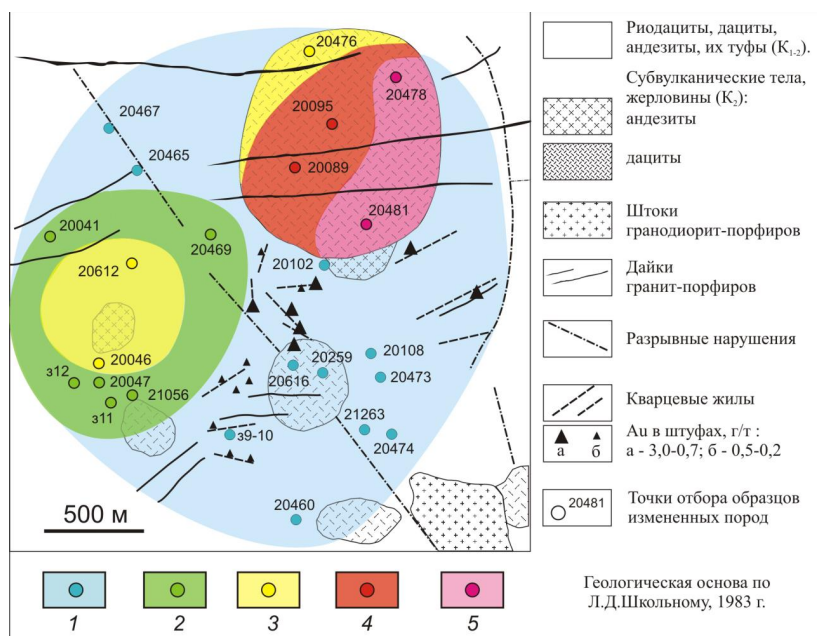


Рис. 2 Схема метасоматической зональности рудопроявления Быстрое

Метасоматические зоны: 1 – пропилитизированные породы (кварц, полевые шпаты, серицит, хлорит); 2 – иллитовая; 3 – каолининовая; 4 – алунит-каолининовая; 5 – алунитовая.

Выделяются два локальных поля развития метасоматитов размерами около 1 км в поперечнике. Одно поле отчетливо приурочено к телу дацитов жерловой фации на северо-востоке участка. С востока на запад в пределах этого поля в метасоматитах наблюдается последовательная смена алунитовой зоны алунит-каолининовой и далее каолининовой. Второе поле расположено в 1 км к юго-западу от первого. В его центральной части развиты кварц-каолининовые метасоматиты ($\pm$ пиррофиллит и диаспор), на периферии – кварц-иллитовые.

Таким образом, в пределах изученной площади проявлены метасоматиты, характерные для верхних частей золотоносных эпитермальных систем, сопряженных с залегающими на глубине рудоносными порфировыми интрузивами [4]. Золотоносные пирит-адуляр-кварцевые жилы, вероятно, принадлежат к внешней зоне такой системы.

В качестве первоочередного для постановки поисковых работ может быть рекомендовано северо-восточное поле развития аргиллизитов, эродированное в минимальной степени. Здесь развиты приповерхностные алунитовые и алунит-каолининовые метасоматиты («алунит-каолининовая шляпа»), которые на известных месторождениях обычно маркируют подводящие каналы для рудоносных гидротерм и перекрывают наиболее богатые рудные тела [3, 4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. – М.: Научный мир. 1998. 492 с.
2. Кривцов А.И., Звездов В.С., Минина О.В., Мигачев И.Ф. Меднопорфировые месторождения / Серия: Модели месторождений цветных и благородных металлов. М.: ЦНИГРИ. 2001. 232 с.
3. Corbett, G.J. Epithermal Au-Ag and porphyry Cu-Au exploration – short course manual: unpublished, Sept. 2017 edition, www.corbettgeology.com.
4. Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // *Economic Geology*. 2010. V.105. P. 3–41.

Усманова Ш.В. (НУУз), Каримова Ф.Б.
(Институт геологии и геофизики Х.М. Абдуллаева)

ИЗУЧЕНИЕ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛМАЛЫКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

Алмалыкский рудный район является одним из наиболее важных в Республике Узбекистан. С середины первой половины прошлого века и до настоящего времени Алмалыкский район являлся предметом детального и планомерного геологического изучения, в ходе которого был выявлен целый комплекс рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых, составляющих основу его минерально-сырьевой базы.

В настоящее время на базе ряда месторождений действуют крупные горнодобывающие предприятия, ведется активная добыча золота, серебра, меди, свинца и цинка. Из нерудных полезных ископаемых добываются: асбест, мрамор, строительное сырье.

Многие из известных в настоящее время месторождений и рудопроявлений района были выявлены еще в древности (VIII-XI в.в. н.э.), о чем свидетельствуют многочисленные, подчас крупные древние выработки, шлаковые поля и отвалы. С тем периодом связана интенсивная добыча золота, серебра, свинца, меди, бирюзы, частично железа.

В настоящее время рудный потенциал Алмалыкского района далеко не исчерпан. Работы, направленные на расширение минерально-сырьевой базы района, ведутся постоянно, что обусловлено нарастающими темпами экономического роста Республики Узбекистан. Все это является результатом работ большого коллектива геологов, в разное время исследовавших этот уникальный район. Также нельзя упустить то, что 22 декабря Президент Узбекистана Мирзиёев Шавкат Мираманович посетил Алмалык и ознакомился с реализацией проекта по освоению месторождения «Ёшлик-1» на 5,12 млрд долларов. [8].

Месторождение занимает достаточно обширную площадь – 11 тысяч га, и по объему разведанных запасов считается одним из крупнейших. Оно содержит 13 видов ценных и редких металлов, таких как золото, медь, серебро, молибден и селен. Для их переработки на Алмалыкском горно-металлургическом комбинате (АГМК) строится третья медно-обогатительная фабрика.

В медно-молибденовых рудах Алмалыка сосредоточены крупнейшие запасы благородных металлов, редких и рассеянных элементов. В настоящее время из руд попутно извлекаются: молибден, кадмий, индий, рений, селен, теллур, висмут.

Во всем мире рост производства и потребления редких металлов во второй половине прошлого века и в начале нынешнего века оценивается в среднем в 4–5%, хотя в отдельных странах он достигает 15–20%. За последние 10 лет мировое потребление Li, Ta, Nb, Sr, V и некоторых других редких металлов увеличилось в 1,5–3 раза, а наиболее дефицитных, стратегически важных рассеянных металлов Re и In – соответственно в 7–12 раз. Это обусловлено ростом их использования как в традиционных отраслях промышленного производства (металлургия, создание керамических и композиционных материалов, электротехника и электроника, ядерная энергетика), так и в принципиально новых высокотехнологичных отраслях.

Состояние минерально-сырьевой базы редких и рассеянных элементов района находится в неудовлетворительном состоянии. В одном случае, отмечается недостаточная изученность запасов комплексных руд, что не соответствует нормативным документам. При подсчете запасов либо по месторождению в целом, либо по сортам и отдельным рудным телам в месторождениях Кальмакыр, Сарычеку, Дальнее и Кызыта учитывалась отдельная группа элементов (Re, Se, Os, Te, In, Cd и др.) [1]. В то время, как, кроме вышеперечисленных элементов в медно-порфировых, свинцово-цинковых и золоторудных месторождениях района установлены и другие благородные, редкие и радиоактивные элементы (Pt, Pd, Li, Be, Rb, Zr, Cs, Hf, Sr), некоторые из которых, при возникновении острой потребности, могут представлять повышенный интерес.

В то же время наша минерально-сырьевая база по содержанию отдельных компонентов во многом не соответствует мировым стандартам. Дело в том, что наши месторождения комплексные, то есть включают в себя определенные ассоциации редких металлов, в то время как за рубежом производство редких металлов налажено на мономинеральных месторождениях, из которых получают один или два-три минеральных концентрата, а из них извлекается такое же количество полезных компонентов. [7].

Состояние минерально-сырьевой базы редких и рассеянных элементов района и наблюдаемая в последнее время тенденция мирового роста их потребления, требует от геологов отрасли более действенного и ответственного подхода к решению данной задачи.

В данном случае рассматривается юго-восточная часть Алмалыкского рудного района, занимающая верховье рек Алмалыксай, Кызатасай, Каульдысай и Саукбулаксай, которая отвечает ряду поисковых критериев, и является наиболее перспективной.

Определение проводили следующими методами электронного Тахеометра TCR-702,2., всестороннее опробование различных геологических

образований – рудных зон, околорудных изменений пород по поисковым маршрутам, по петрографическим, минералогическим, литолого-фациальным разрезам, по точкам детальных геологических наблюдений, по скважинам, канавам и шурфам.

По результатам спектральных и золотометрического анализов предполагается, по опыту работ в пределах рудных полей Алмалыкского рудного района отобрать лабораторные навески из дубликатов проб 10% от общего количества геохимических проб для дальнейших лабораторных исследований.[2].

В результате анализа и систематизации имеющихся геологических материалов ранее проведенных работ установлено:

- ввиду незначительного объема выполненных поисковых работ территория площади характеризуется низкой поисковой изученности, вследствие чего ей дана сравнительно низкая оценка ее рудоносности;
- территория площади покрыта неравномерной сетью поисковых исследований с применением наземных методов (поисковые маршруты, геолого-геохимическое профилирование и др.), сопровождавшимися отдельными видами опробования (сколковое, штучное, шлихное, пробы-протопочки);
- работы осуществлялись без применения горных и буровых работ;
- при оценке перспектив площади рассмотрена узкая группа химических элементов индикаторов основных типов оруденения (Au, Ag, Pb, Zn, As, Cu и др.), без учета элементов редкометальной и редкоземельной групп.[3].

Еще одним важным недостатком работ можно считать слабость аналитической базы, т.е. отсутствие современных высокочувствительных методов исследований при определении качества и количества полезного ископаемого.

Несмотря на вышеперечисленные недостатки, на основе ранее проведенных работ установлен целый ряд поисковых критериев и геологических факторов (геофизических, геохимических, литологических, минералогических, структурных), благоприятных для обнаружения оруденения. В частности, выявленный в границах площади комплекс разновозрастных интрузивных образований может являться гарантом всего рудного процесса, а отдельные из них рассматриваться в качестве главных рудопроизводящих (рудогенерирующих) элементов, и выступать в качестве основного рудоконтролирующего фактора.

В результате изучения степени влияния и распространения основных рудоконтролирующих факторов установлен характер рудной специализации площади. [6].

Западный фланг площади, характеризующийся областью развития пород каракиинского и арашанского интрузивных комплексов, и пород сардобской свиты наиболее благоприятен для выявления редкометалльного (вольфрам-молибденово-кварцево-грейзеновая формация) с золотом оруденения.

Центральная часть площади, перекрытая осадочно-метаморфическими отложениями сардобской свиты, характеризуется развитием пород кварцевожильного комплекса (жильная-медно-кварцевая формация). Наличие на данном участке крупной положительной магнитной аномалии, предполагает скрытое редкометалльное или полиметаллическое (медно-порфировое) с золотом оруденение, на глубинах 100-300 м [4].

Восточный фланг площади, сложенный породами кызылсайского, куяундинского и бабайобского интрузивных комплексов с телами пегматитов и грейзенов, осложненный системами разрывных нарушений и породами дайкового комплекса предполагает сочетание свинцово-цинкового (полиметаллический тип) и редкометалльного типов оруденения.

На основании вышеизложенного, с целью выявления и изучения редкометалльного, полиметаллического и золотого оруденения, в границах данной площади, и оценки ее перспектив, предлагается проведение поисковых работ на стадии опережающих поисков.

Предлагаемая формулировка темы исследований «Опережающие поиски редкометалльно-полиметаллического с золотом оруденения на границе Центрального и Восточного блоков Алмалыкского рудного района».

В результате проведенных исследований ожидается выявление и прослеживание участков и зон с рудной (редкометалльной, полиметаллической и золоторудной) минерализации и оценкой прогнозных ресурсов по категории P_2 [5].

В 2017 году, когда освоение месторождение только началось, здесь проводилось 3 миллиона кубометров горных работ в год. Благодаря использованию свыше 570 единиц современной техники стоимостью 415 млн долларов производительность выросла в разы. Теперь объем работ составляет 40 миллионов кубометров в год.

При своем визите месторождения Шавкат Мирзиёев подчеркнул: «Это месторождение – катализатор. Наряду с его эффективным освоением необходимо реализовать новые проекты по малым месторождениям. Это будет источником дополнительных рабочих мест и роста экспорта». Значит геологические работы на месторождении будут интенсивно расцветать, а также будет расти минерально-сырьевая база Узбекистана. Все вышесказанное подтверждается ожиданиями международных экспертов, которые предполагают, что к 2030 году мировой спрос на медь

вырастет на 40% в силу роста производства электромобилей, электротехники и освоения возобновляемых источников энергии.

Себестоимость меди в Узбекистане составляет 3800-4200 долларов за тонну. Средняя себестоимость меди в мире составляет 3200-3500 долларов за тонну. Главным мировым потребителем меди остается Китай, доля которого в 2020 году составила 54%. Надеемся, что за короткое время Узбекистан выделится быстрыми темпами извлечения и обработки меди и др. элементов для повышения экономического роста Республики.

В ближайшее время будет построено пять предприятий, как отметил глава государства в заключении своего доклада: «Сегодня я дал новое поручение. Здесь мы откроем еще четвертое и пятое предприятие. Представьте, если раньше в Алмалыке работали только два предприятия, теперь их будет пять. Третье медно-обогачительное предприятие откроем в 2023 году во время празднования дня независимости».[8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. Редкоземельные элементы. Геохимия, минералогия месторождения. Изд-во ГП «НИИМР». Ташкент, 2013г.
2. Абдуразаков А.А., ПРОЕКТ на проведение опережающих специализированных поисковых работ по изучению золото-редкометалльного оруденения в Центральной части Алмалыкского рудного района (в верховьях рек Алмалыксай, Каульдусай, Кызатасай, Ургазсай) на 2016-2019 гг.
3. Куликов М.К., Несуховицкий В.Г. Отчет о результатах систематизации и обобщения материалов по ураноносности Алмалыкского рудного района по состоянию на 01.01.1984г.
4. Коломиченко В.П., Тасенков И.С. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах в Саук-булакском рудном поле Алмалыкского рудного района. 1966 г.
5. Кремнев И.Г., Котляровский Л.Н. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 в Алмалыкском районе и опытной аэрогаммаспектрометрической съемки в Алмалыкском, Кочбулакском, Чадакском районах за 1970-1974 гг.
6. Кузнецов Ж.Н., Ходжаев С., Алиев Э.М., Задорина С.К. Отчет по сводке, подготовке к изданию, тематическим работам и геоморфологической съемке, проведенных Алмалыкской ГСП в 1960-63 гг. Ташкент, 1964г.
7. Ляшкевич В.Д. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1:25000 (ГДП-1) Алмалыкского рудного района за 1981-88 гг.
8. Газета.uz. <https://www.gazeta.uz/ru/2021/12/22/agmk/>.

Фан Т.Х.^{1,2}, Петров А.В.¹, До М.Ф.^{1,3}
(РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, МГРИ; Ханойский
горно-геологический университет Вьетнама, Геофизическая
Федерация, Главного управления геологии и полезных
ископаемых Вьетнама)

ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА

Аннотация: В статье представлены результаты оценки статистических атрибутов аномального магнитного поля в адаптивных скользящих окнах «живой» формы с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3D» с целью уточнения границы аномалиеобразующих геологических объектов линейной, купольной, произвольной формы и выделения областей тектонических дислокаций.

Ключевые слова: магнитное поле, «КОСКАД 3D», центральная область Вьетнама, статистический атрибут.

Традиционно используемой при анализе не только геолого-геофизических данных, но и экспериментальной информации вообще, является теория вероятностей и математическая статистика. Среди методов теории вероятностей особенно востребованы алгоритмы оценки первых статистических моментов случайных величин и методов проверки статистических гипотез.

Математической моделью при вычислении статистических атрибутов геофизических данных является случайная величина X , принимающая ряд дискретных значений $X_1, X_2, \dots, X_n$. Такими значениями могут быть представлены измерения физических свойств горных пород и физических полей. Для оценки статистических характеристик геофизических полей, чаще всего, реализуется методика скользящего окна, что связано с особенностями геофизических наблюдений и их статистической нестационарностью. При измерениях геофизических полей вдоль профиля, трассы или скважине окно – одномерное и содержит n -значений случайной величины, при площадных измерениях и при анализе временного разреза окно – двумерное, при обработке трехмерных данных скользящее окно трехмерное.

Для случайной величины X в скользящих окнах могут быть оценены различные статистические характеристики или атрибуты анализируемого поля. В качестве таких статистических атрибутов, рассчитываемых в скользящем окне [3, 4, 5, 6], используются:

$$- \text{среднее значение } \bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i ;$$

$$- \text{дисперсия } D = \sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 ;$$

$$- \text{асимметрия } A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3 / \sigma^3;$$

$$- \text{эксцесс } E = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4 / \sigma^4 - 3;$$

Перечисленные выше статистические атрибуты широко используются при анализе как потенциальных, так и волновых полей. Их оценка позволяет более эффективно решать актуальную задачу районирования исследуемых территорий на стационарные области по геофизическим данным, так как экстремальные значения статистических атрибутов, за исключением среднего значения, контролируют области нарушения статистической нестационарности геополей, которые в свою очередь приурочены к геологическим границам или тектоническим дислокациям.

Источники используемых данных

Район исследования характеризуется достаточно сложным рельефом с высокогорными хребтами ($H > 700$ м), в основном меридионального простирания, образующими множество узких долин бурных рек на рисунке 1(а).

Исследуемая территория расположена в центральной части Вьетнама, поле магнитное меняется от -400 до 550 нТ (рис.1б) [1,2]. В поле выделяются 2 основных простирания магнитных аномалий: юго-восточное и юго-западное. На западе исследуемой территории наблюдается крупная положительная аномалия амплитудой от 100 до 550 нТ, в центральной части аномалии имеют юго-восточное простирание и амплитуду от 50 до 400 нТ.

Магнитное аномальное поле сильно дифференцировано и содержит много локальных аномалий, особенно в центральной части с амплитудой более 350 нТ. В юго-восточной области отмечается крупная кольцевая аномалия амплитудой более 300 нТ.

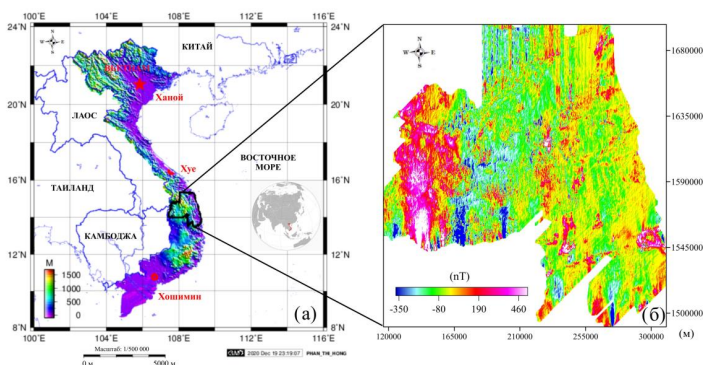


Рис.1. (а) – карта топографической территории Вьетнама и положение исследуемого района [7]; (б) – карта аномального магнитного поля дТ приведенное к полюсу в исследуемом районе масштаба 1: 50 000.

Результаты оценки статистических характеристик аномального магнитного поля в центральной части Вьетнама.

В полях статистических атрибутов магнитного поля отражены границы разно амплитудных магнитных аномалий (рис. 2), индуцированных геологическими образованиям, расположенными на глубинах до 10÷15 км.

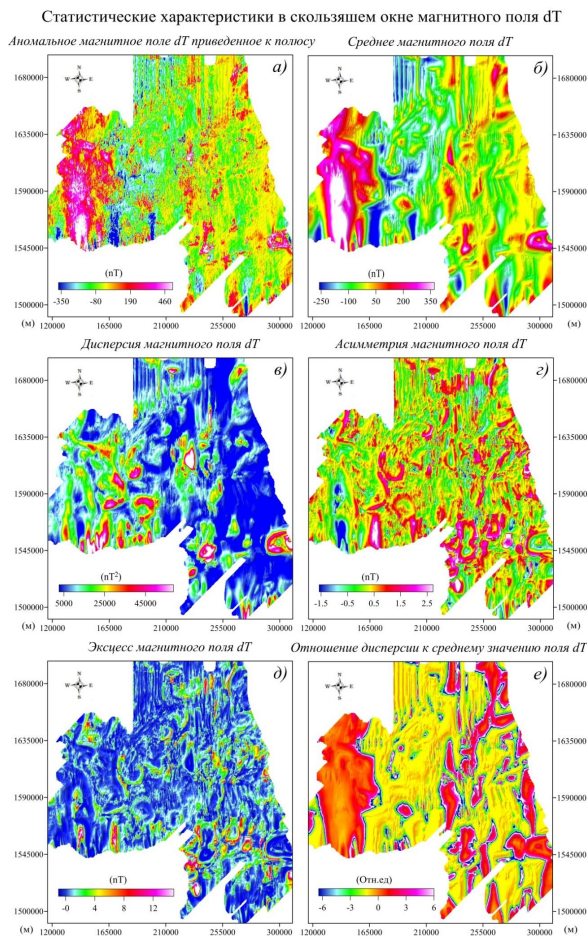


Рис.2. Оценка статитических характеристик магнитного поля dT в скользящем окне «живой» формы в центральной части Вьетнама. (а) – исходное магнитное поле; (б) – среднее магнитного поля; (в)-дисперсия магнитного поля; (г) – асимметрия магнитного поля; (д) – эксцесс магнитного поля; (е)- отношение дисперсии к среднему значению магнитного поля.

Основной вклад в наблюдаемое магнитное поле вносят особенности положения и состава пород кристаллического фундамента. На западе поля статистических атрибутов характеризуется наличием положительных аномальных зон, вытянутых с севера на юг.

В центральной и южной частях четко отмечаются границы 3 крупных локальных неоднородных блоков с положительными значениями магнитной восприимчивости, размером около 5 км, индуцируемых геологическими объектами, приуроченными к глубинам от 1 до 3 км. Возможно, эти аномальные зоны связаны с интрузивным магматизмом (хотя в полях атрибутов гравитационного поля эта информация отражена довольно слабо).

В восточной части полей статистических атрибутов магнитного поля отмечается уменьшение его дифференциации, что отражает относительную стабильность, в геологическом развитии этого района и выходу к границам океанической коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нгуен Ч. Л. и др. Измерение полета по гамма-спектру в масштабе 1: 50.000, и измерение гравитационного поля в масштабе 1:100.000 в центральном Вьетнаме. Федерация физики и геологи, Главное управление геологии и минералов Вьетнама. 2000. 250 с. во Вьетнаме.
2. Нгуен Х. С и др. Проект проекции измерения магнитно-гамма-спектра в масштабе 1: 50000 и измерения силы тяжести в масштабе 1: 100000 в районе Кон-Тум. Федерация геофизики, Главное управление геологии и минералов Вьетнама. 2000. 150 с. во Вьетнаме.
3. Никитин А.А., Петров А.А. Основные процедуры обработки и интерпретации нестационарных геофизических полей. Геофизика №3, 2007, с. 63-70.
4. **Никитин А. А., Петров А. В. Теоретические основы обработки геофизической информации. Учебное пособие. Москва. 2017. 127с.**
5. Петров А. В. Адаптивные процедуры интерпретационной обработки нестационарных геополей в компьютерной технологии «КОСКАД-3D». Международная научно-практическая конференция. 2018. 418-420, МГРИ-РГРУ, Москва, Россия.
6. <http://www.coscad3d.ru/index.php>
7. https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕРХНЕ-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ

ВЕДЕНИЕ

Меловые отложения в пределах Центральных Кызылкумах имеют широкое распространение, характеризуются трансгрессивным залеганием на палеозойских образованиях и отсутствием пород берриасского, валанжинского, готеривского и барремского возрастов. Они обнажаются в виде отдельных останцов и вскрываются многочисленными структурными скважинами, с ними связаны различные полезные ископаемые: железо, золото, уран, минеральные краски, кварцевые пески, глины. Их залежи приурочены к определенным стратиграфическим уровням и зависят от особенностей физико-географических условий формирования осадков в седиментационном меловом бассейне. Изучение разрезов меловых отложений, определение границ и объемов стратиграфических подразделений выявление причин и характера изменения событий абиотического и биотического происхождения дают возможность выделять районы со сходным геологическим строением и одинаковым осадконакоплением.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

В основу геологической изученности меловых отложений положен геолого-географический принцип, заключающийся в группировке разрезов по составу их строения. Главнейшими критериями выделения типов разрезов признаны стратиграфическая полнота, значение мощностей, генетические, литологические, фациальные и фаунистические особенности отложений.

Меловая система

Верхний отдел

Сеноманский ярус

Нижний-средний подъярусы.

Донгузтауская свита

В разрезах выделяемая донгузтауская свита ($K_2^{s_{1-2}} dn$) (по возв. Донгузтау, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988), представлена песчаниками мелкозернистыми, кирпично-красными, серыми; глинами алевроитовыми, алевролитами глинистыми, серыми, зеленовато-серыми, голубовато- и светло-серыми; в основании - песчаниками, гравелитами, конгломератами серыми. Мощность 40-144м. Свита с разрывом залегает на шурукской.

Свита охарактеризована фораминиферами: *Haplophragmoides sibiricus* Zasp., *Gaudryinopsis asiaticus* (N.Byk.), *Paragaudryina inornata* Suleym.; двустворчатыми моллюсками: *Lopha dichotoma* Bayle, *Exogyra triggeri* Coq., *Chlamys elongatus* Orb., *Amphidonte lubrica* Vinok., *Korobkovitrigonia ferganensis* (Arkh.); приуроченными к нижним и верхним частям донгузтауской свиты.

Приведённый комплекс палеонтологических остатков свидетельствует о ранне-среднем сеноманском возрасте донгузтауской свиты. Свита была образована в условиях прибрежного мелководья или равнин низменных, прибрежно-морских периодически заливаемых морем.

Сеноманский ярус

Верхний подъярус.

Учкудукская свита

Учкудукская свита (K_2s_3 ич) (по кол. Учкудук, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988) залегающая согласно на донгузтауской сложена в нижней части песчаниками мелкозернистыми, зеленовато-серыми, коричневыми; гравелитами разномзернистыми, серыми; верхней – глинами алевроитовыми, зеленовато-серыми; песчаниками мелкозернистыми, серыми, зеленовато-серыми с прослоями гравелитов. Мощность 5-35м.

В свите определены фораминиферы: *Haplophragmoides semiinvolutus* Zasp.; *Gaudryinopsis asiaticus* (N.Byk.), *Paragaudryina inornata* Suleym., двустворчатые моллюски: *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom.), характерные для позднего сеномана Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии.

Туронский ярус

Нижний-средний подъярусы

Джейрантуйская свита

В этом подразделении выделены джейрантуйская и кендыктюбинская свиты.

Джейрантуйская свита (K_2t_1 džr) (по ур. Джейрантуй, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, Е.М., 1988) в разрезах скважин и обнажений сложена глинами алевроитовыми, тонкодисперсными, зеленовато-серыми с прослоями желтоватых, зеленовато-серых алевролитов, серых и розовых песчаников. Мощность 40-110м. Свита с разрывом залегает на учкудукской.

В средней части свиты (разрез Джаманъярсай) определены двустворчатые моллюски: *Inoceramus labiatus* Schloth., устанавливающие зону *Inoceramus labiatus*, Международной стратиграфической шкалы.

На западе и востоке площади распространения Кульджуктауского типа раннетуронский уровень прослежен на закрытой территории в многочисленных скважинах и характеризуется фораминиферами: *Hap-*

lophragmoides sibiricus Zasp., *H. turonicus* (Zhuk.), *Cribrostomoides turonicus* (Zhuk.), *Ammomarginulina* ex gr. *amudariensis* (Zhuk.), *Reophax kysylcumensis* Suleym., *Recurvoides kyngyrtauensis* Suleym., *Ammomarginulina amudariensis* (Zhuk.), *Vialovia zerabulakensis* Suleym., *Gaudryinopsis asiaticus* (N.Byk.), *G. akrobatensis* Zhuk.; *Paragaudryina asiatica media* Suleym., *P. inornata* Suleym.; редкими двустворчатыми моллюсками: *Liostrea jaxartensis* Zapr., *I. labiatus* Schloth., *Korobkovitrigonia* sp., *K.* ex gr. *darwaseana* (Rom.); аммонитами: *Baculites romanowskii* Arkh.

Средний подъярус

Кендыктюбинская свита

Кендыктюбинская свита (K_2t_2knd) (по кол. Кендыктюбе, горы Букан-тау, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988) в этом типе представлена песками кварцево-слиудистыми, мелкозернистыми, желтовато-зелеными, зеленовато-желтыми; песчаниками мелкозернистыми, светло-серыми, пестроцветными, кирпично-красными, с обугленным растительным детритом; глинами алевроитовыми, пестроцветными, зеленовато-серыми с прослоями алевролитов глинистых, желтых. Мощность 14-45м. Согласно ложиться на джейрантуйскую.

Среднетуронский возраст кендыктюбинской свиты обоснован в обнажениях и керне скважин находками разных групп органических остатков. Свита охарактеризована двустворчатыми моллюсками: *Cucullaea* ex gr. *crassa* Burk., *Lima* sp., *Megatrigonia khorasmensis* Beljak., *Crassatella regularis* Orb., *Tellina semicostata* (Roem.), *Liostrea jaxartensis* (Sim.) Zapr.; гастроподами: *Caucasella* cf. *acanthophora* (Muller), характерными для среднего турона; в разрезах скважин - фораминиферами: *Gaudryinopsis asiaticus* (N.Byk.), *Paragaudryina inornata media* Suleym., *P.inornata inornata* Suleym.

Туронский ярус

Верхнетуронский

подъярус – коньякский ярус

Лаулауская свита

(нижняя подсвита)

В отложениях верхнего турона–коньяка объединены в нижнюю под-свиту лаулауской свиты ($K_2t_3-k II_1$) (по кол. Лау-Лау, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988). Подсвита сложена в нижней части песками, песчаниками, глинами желтовато-зелёными, розовато-сиреневыми, зеленовато-серыми, серыми; в верхней - песчаниками ожелезнёнными, коричневыми; песками желтовато-зелёными; глинами зеленовато-серыми. Мощность 68-87м. Согласно залегает на кендыктюбинской.

Возраст подсвиты фаунистически обоснован двустворчатыми моллюсками, гастроподами и фораминиферами: *Cucullaea crassa* Burk., *In-*

oceramus percostatus Muller, *Megatrigonia syrdariensis* (Arkh.); *Solariella amudariensis* Arust., *Rostellinda subdalli* Pčel., *Nairiella asiatica* Pčel., *Uxia uxima* Stol., *Gyrodos subtenellus* Pčel., *Clanculus pulchra* Arust.; *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Byk., *Pseudoclavulina kasarini* Suleym. et Arap., имеющими развитие в позднем туроне и коньяке Питнякского поднятия и Юго Западных отрогов Гиссарского хребта.

Сантонский ярус

Лаулауская свита (верхняя подсвита)

В разрезах Кульджуктау сантонский уровень установлен в верхней подсвите лаулауской свиты ($K_2st II_2$) (по кол. Лай-Лай, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988), представленной глинами, алевроитовыми, зеленовато-серыми, табачно-зелёными; песчаниками, мелкозернистыми, тёмнокоричневыми, зеленовато-жёлтыми; песками мелкозернистыми, кварцевыми, жёлтовато-зелеными, с прослоями ракушечняков. Мощность 23-75 м. Подсвита залегает с разрывом на подстилающих образованиях.

Возраст этой части разреза установлен по фораминиферам: *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Byk.; двустворчатым моллюскам: *Chlamys singularis* Vinok., *Ostrea itemirensis* Vinok., *Exogyra dzharanensis* Vinok., *Anomia cryptostrata* Rom., *Korobkovitrigonia* ex gr. *akkaptschigensis* Beljak., *Gyropleura vakhshensis* Bobk.; аммонитам: *Stantonoceras polyopsis amudariensis* Ijij., характерным для сантона Среднеазиатской палеобиогеографической области.

Кампанский ярус

Каракатинская свита (нижняя подсвита)

В Кульджуктауском типе кампанские отложения выделены в объёме нижней подсвиты каракатинской свиты ($K_2k kr_1$) (По Каракатинской котловине, Ц. Кызылкумы. И.М. Абдуазимова, 1988г.). Подсвита в разрезе представлена песками, песчаниками, мелкозернистыми, кварцевыми, зеленовато-жёлтыми, зелёными; глинами алевроитовыми серыми. Мощность 4-65 м.

Возраст отложений установлен по двустворчатым моллюскам: *Lio-strea acutirostris* Nilsson, *Inoceramus* sp. (ex gr. *balticus* Boehm.); фораминиферам: *Trochammina* ex gr. *senonica* Belous., *T. aff. uzbekistanensis* Zhuk., *Ammoglobigerina* ex gr. *tenuisa* (Belous.) (разрезы Джаманъярсай), развитыми в кампанских отложениях Среднеазиатской палеобиогеографической области. В глинах встречаются зубы акул: *Hybodus* sp., *Scapanorhynchus raphidon* (Ag.), *Heterodontus* sp., *Squaliconar* sp., *Cretolamna appendiculata*, *Lamniiformis* indet., (разрез Темирташ-Кампырсай).

Маастрихтский ярус - K_2m

В разрезах Кульджуктауского типа маастрихтские образования сложены песчаниками, разнозернистыми зеленовато-жёлтыми, с железистыми конкрециями, с прослоями глин и известняков. Мощность 4-27 м.

В известняках определены двустворчатые моллюски: *Chlamys dujardini* Roem., *Liostrea lehmannii* Rom. В разрезе Балакарак, Ченгельды в песчаниках, кроме *Liostrea lehmannii* встречены иноцерамы: *Inoceramus barabini* Mort., *Inoceramus djasalensis* Vin., характерные для маастрихтских отложений одновозрастных отложений Среднеазиатской палеобиогеографической области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алимов Ш.П. Крикунова Л.М. и др. «Перспективы обнаружения промышленности концентрации редкоземельных элементов в нижнемеловых осадочных толщах гор Кульджуктау, Узбекистан». Руды, металлы, 2019 г. №2, стр. 18-22\
2. Абдуазимова И.М. (отв. исполнитель) – Расчленение морских отложений Запада и южного Узбекистана. 2001 г.
3. Абдуазимова И.М. (отв. исполнитель) – Изучение разрезов меловых отложений Западного Узбекистана (Султануиздак, Центральные Кызылкумы) с целью выявления стратиграфических уровней с железной минерализацией. 2004 г.
4. Абдуазимова И.М. (отв. исполнитель) – Биостратиграфическое расчленение и корреляция разнофациальных меловых отложений Западного и Восточного Узбекистана. 2013 г.
5. Винокурова Е.Г., Жукова Е.А. – 1960. О распространении отложений верхнемаастрихтского подъяруса в Центральных Кызылкумах, ДАН УзССР, № II.
6. Винокурова Е.Г., Жукова Е.А. – 1962. Материалы и стратиграфии меловых отложений гор Кульджуктау. Труды Главгеологии УзССР, сб.2.
7. Винокурова Е.Г., Жукова Е.А. – 1964. Материалы к стратиграфии верхнемеловых отложений Кызылкумов. Сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 3.
8. Винокурова Е.Г., - 1963. Меловые двустворчатые и головоногие моллюски из Султануиздага и некоторых участков Кызылкумов. В кн.: «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов», изд-во АН УзССР, Ташкент.
9. Винокурова Е.Г. – 1969_Стратиграфия меловых отложений Кызылкумов. В кн.: «Палеонтологическое обоснование стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Узбекистана», из-во «ФАН», УзССР, Ташкент.
10. Жукова Е.А., Винокурова Е.Г. – 1956. О возрасте пестро цветной свиты гор Кульджуктау. ДАН, УзССР, №4.
11. Коробков И.А. Палеонтологические описания, Издательство университета. 1966 г.
12. Пяновская И.А. – 1962. К истории геологического развития Кызылкумов в меловом и палеогеновом периодах. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМОМЕТРОВ ДЛЯ
РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУД
ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Сфалерит накапливает в себе множество элементов-примесей (Fe, Cu, Cd, Hg, Au, Ag, In, Mn, Ga, Ge, Sn, Tl, Se), содержания которых зависят от температуры рудообразования и состава флюидов [8, 12]. При этом сфалерит способен формироваться в различных геологических условиях и широком диапазоне физико-химических условий. Для расчета температуры минералообразования сфалерита и ассоциирующих с ним минералов используется ряд геотермометров, основанных на составе сфалерита, самородного золота и минералов группы блеклых руд. В данной работе приведены основанные на данных микрозондовых и ЛА-ИСП-МС анализов расчеты температур образования сфалерита в рудах Юбилейного медно-колчеданного месторождения.

Химический состав сфалерита, самородного золота и минералов группы блеклых руд определялся с помощью электронных микроскопов Tescan Vega3 SBU с энергодисперсионным анализатором (аналитик И.А. Блинов).

Юбилейное медно-колчеданное месторождение расположено в Бурибайском рудном районе (республика Башкортостан) и приурочено к Западно-Магнитогорской палеовулканической зоне [4]. Рудные тела месторождения локализованы в породах баймак-бурибайской свиты, соответствующей раннедевонскому началу цикла островодужного вулканизма (D1e2b-br) [1]. Юбилейное месторождение представлено шестью рудными залежами северо-западного простирания, исследованные кальцит-сфалерит-пирит-халькопиритовые гидротермальные трубы и сфалерит-содержащие сульфидные брекчии обнаружены в рудах Второй залежи.

Сфалерит в исследованных рудах представлен гидротермальным сфалеритом-1 в сульфидных трубах и мелкозернистым сегрегационным сфалеритом-2 в обломочных отложениях и брекчиях.

Сфалерит-1 представлен крупнозернистыми почковидными, дендритовидными, радиально-лучистыми и друзовыми агрегатами сфалерита в каналах и оболочках гидротермальных труб сфалерит-пирит-халькопиритового и пирит-сфалеритового состава. Изученные сульфидные трубы Юбилейного месторождения характеризуются концентрически-зональным строением, включающим пиритовую инкрустацию и халько-

пиритовую или сфалеритовую крустификацию, в поперечном сечении характеризуются диаметром до 3–4 см [7]. В сфалеритовых агрегатах часто можно обнаружить секущие прожилки, гнезда и эмульсионную вкрапленность теннантита и теннантит-тетраэдрита. Граница между сфалеритом и минералами группы блеклых руд ровная, без признаков замещения.

Сфалерит-2 образует линзовидные прослои, прожилки, линзы, сгустки и обломковидные обособления в сфалерит-халькопирит-пиритовых и борнитсодержащих сульфидных обломочных отложениях. Сфалерит-2 состоит из мелкозернистых агрегатов с многочисленными полисинтетическими двойниками часть которых могут быть двойниками давления или двойниками роста. Сфалерит-1 и -2 содержат микровключения халькопирита, пирита, минералов группы блеклых руд, галенита, самородного золота и теллуридов.

В основе электрум-сфалеритового геотермометра лежат данные по железистости (X_{FeS}) сосуществующего с самородным золотом сфалерита и атомного количества серебра в самородном золоте $N_{\text{Ag}} = \text{Ag}/(\text{Ag}+\text{Au})$ [5]. Значение температуры $T^\circ \text{K}$ вычисляется по формуле:

$$T = \{28765 + 22600(1 - N_{\text{Ag}})^2 - 6400(1 - N_{\text{Ag}})^3\} / \{49,008 - 9,152 \log X_{\text{FeS}} + 18,2961 \log N_{\text{Ag}} + 5,5(1 - N_{\text{Ag}})^2\} \quad [11].$$

Расчетные температуры образования сосуществующих самородного золота (20,9-57,14 мас. % Ag) и сфалерита (до 1,77 мас. % Fe) полученные с помощью электрум-сфалеритового геотермометра варьируют в диапазонах 196-276 и 290-380° C для сфалерита-1 сульфидных труб, а также 236-306 и 328-378° C для сфалерита-2 обломочных отложений.

Сфалерит-блекловорудный геотермометр введен Н.Г. Любимцевой на основе экспериментальных и термодинамических исследований [2, 10]:

$$T = \frac{(2071.8 \pm 70) + (1294.9 \pm 140) \cdot X_{\text{As}}^{\text{Fhl}}}{R \left(\ln \left[\left(\frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Fhl}}}{X_{\text{Zn}}^{\text{Fhl}}} \right) \left(\frac{X_{\text{ZnS}}^{\text{Sp}}}{X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}}} \right) \right] - (1 - 2X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}}) (0.7285 - 0.9186(X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}}) - 0.5295(X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}})^2 - 0.1772(X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}})^3) \right)}$$

где T – температуры Кельвина, $R = 1,987$ кал/К*моль – универсальная газовая постоянная, $X_{\text{As}}^{\text{Fhl}}$, $X_{\text{Zn}}^{\text{Fhl}}$ и $X_{\text{Fe}}^{\text{Fhl}}$ – соответственно отношения $\text{As}/(\text{As}+\text{Sb})$, $\text{Zn}/(\text{Fe}+\text{Zn})$ и $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Zn})$ в теннантите и теннантит-тетраэдрите, $X_{\text{FeS}}^{\text{Sp}} = \text{FeS}/(\text{FeS}+\text{ZnS})$, $X_{\text{ZnS}}^{\text{Sp}} = \text{ZnS}/(\text{FeS}+\text{ZnS})$ – соответственно мольные доли FeS и ZnS в сфалерите.

Полученные для сфалерита-1 гидротермальных труб температуры варьируют в пределах 143-273° C. Температуры минералообразования хорошо согласуются с расчетами в 147-291° C по галлий-германиевому

сфалеритовому геотермометру GGIMFis [8] и оценкой в 230–252° С исходя из соотношений Fe/Zn в сфалерите [9]. Расчетные температуры рудообразования близки к данным гомогенизации флюидных включений в сосуществующем со сфалеритом кальците (200–220 °С) и кварце (200–230 °С) гидротермальных труб Юбилейного месторождения [6].

Оценочный температурный диапазон от 143 до 380° С соответствует температурам формирования современных сульфидных построек Мирового океана и реликтов гидротермальных труб на колчеданных залежах Урала [3].

Автор благодарен Любимцевой Н.Г. и Садыкову С.А. за ценные рекомендации и советы при работе с геотермометрами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
2. Любимцева Н.Г. Блеклая руда, бурнонит и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.05. Москва 2019. 240 с.
3. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «чёрных курильщиков» на примере Урала. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
4. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Буслаев Ф.П., Исмагилов М.И. и др. Свердловск: УрО РАН, 1988. 241 с.
5. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я. Фации рудообразования колчеданных месторождений и сульфидных руд медно-золото-порфировых месторождений Урала // Литосфера, 2004. № 2. С. 30–51.
6. Целуйко А.С., Анкушева Н.Н. Условия формирования труб «палеокурильщиков» Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным термобарогеохимии и КР-спектроскопии // Металлогения древних и современных океанов-2016. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 101–106.
7. Целуйко А.С., Масленников В.В., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В., Котляров В.А., Блинов И.А. Минерального-геохимические особенности сульфидных труб Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Минералогия, 2019. № 4. С. 52–72.
8. Frenzel. M., Hirsch T., Gutzmer J. Gallium, germanium, indium, and other trace and minor elements in sphalerite as a function of deposit type-A meta-analysis // Ore Geology Reviews, 2016. Vol. 76. P. 52–78

9. Keith M., Haase K.M., Schwarz-Schampera U., Klemm R., Petersen S., Bach W. Effects of temperature, sulfur, and oxygen fugacity on the composition of sphalerite from submarine hydrothermal vents // *Geology*, 2014. Vol. 42. P. 699-702.
10. Sack R.O. Thermochemistry of tetrahedrite-tennantite fahlores // *The Stability of Minerals*. Springer, Dordrecht, 1992. P. 243-266.
11. Shikazono N.A. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein-type deposits in Japan // *Econ. Geology*, 1985. Vol. 80. № 5. P. 1415-1424.
12. Wei C., Huang Z., Yan Z., Hu Y., Ye L. Trace element contents in sphalerite from the Nayongzhi Zn-Pb deposit, Northwestern Guizhou, China: insights into incorporation mechanisms, metallogenic temperature and ore genesis // *Minerals*, 2018. Vol. 8(11). P. 490.

Чаринцев К. А. (АО «ГНПП «Аэрогеофизика»)

КОМПЛЕКСНАЯ АЭРОМАГНИТНАЯ И АЭРОГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ

В настоящее время эксплуатация легких (до 30 кг) БПЛА в качестве носителей для геофизической измерительной аппаратуры является не только экономически целесообразной, но и в некоторых случаях единственной приемлемой альтернативой наземным съемкам. Главные преимущества БПЛА как носителя – это низкая стоимость, безразличие к ландшафтным условиям и высокая степень роботизации труда. Кроме того, легкие беспилотники как правило имеют компактные размеры, поэтому доставка их к месту запуска обычно не является затруднительной.

Магнитная БПЛА-съемка уже сформировалась в качестве самостоятельного полевого метода со своей методикой [1]. Однако грузоподъемности небольших беспилотников (пусть и весьма скромной), оказывается достаточно для выполнения не только магнитной съемки, но и для комплексирования нескольких методик на платформе одного БПЛА. Это становится возможным прежде всего благодаря мероприятиям по уменьшению габаритов и массы измерительного инструмента. Но если на качество магнитной съемки такое облегчение никак не сказывается, то информативность аэрогамма-съемки может значительно пострадать, т.к. она напрямую связана с объемом кристаллов спектрометра [2]. Недостаток в размерах кристалла можно частично компенсировать малой

скоростью полета, и геофизику в таком случае остается только найти баланс между производительностью и качеством измерений.

Специалистами компании АО «ГНПП «Аэрогеофизика» реализован геофизический комплекс для аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки на платформе легкого беспилотного летательного аппарата мультироторного типа. Для выяснения его возможностей летом 2021 г. были проведены опытно-методические работы (ОМР) в Газимуро-Заводском районе Забайкальского края.

ОМР проводились на небольшом участке уже завершённой к тому времени комплексной аэромагнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки, выполненной на легком самолете А-22. Исследуемая площадь характеризуется умеренно-дифференцированным магнитным полем и высокими содержаниями радиоактивных элементов, что должно было благоприятно сказаться на результатах измерений детектором малого объема (400 мл). Так как основной целью было сопоставление результатов аэрогамма-съёмки, магнитная съёмка выполнялась только на половине участка ОМР.

Беспилотный геофизический комплекс включал в себя легкий БПЛА мультироторного типа (гексакоптер) с размером рамы 1.6 м, компактный рубидиевый магнитометр производства АО «ГНПП «Аэрогеофизика» с частотой записи до 400 Гц и спектрометр малого объема (400мл) с кристаллом йодида цезия CsI(Tl). Контроль высоты полета осуществлялся при помощи лазерного дальномера, пространственное положение определялось в режиме кинематики реального времени.

Результаты испытаний показывают, что при высоких содержаниях радиоактивных элементов БПЛА-гамма-съёмка по информативности может быть сопоставима с традиционной аэросъёмкой (Рис. 1), а магнитная съёмка – сопоставима с наземной.

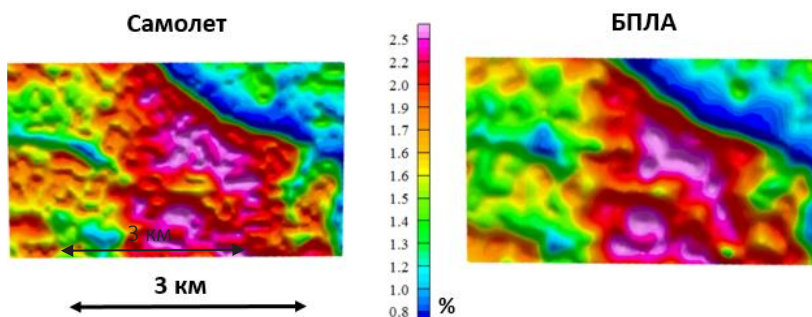


Рис. 1. Карта содержания калия

Таким образом, разработанный беспилотный комплекс в ходе ОМР продемонстрировал свою эффективность и еще раз доказал, что беспилотную съемку можно рассматривать как самостоятельный вид геофизических исследований со своей спецификой и собственной методикой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Паршин А.В., Цирель В.С, Ржевская А.К. «Методические рекомендации по выполнению маловысотной аэромагнитной съемки (Роснедра, 2018)», 2018
2. S. van der Veeke, J. Limburg, R.L. Koomans, M. Söderström, E.R. van der Graaf, Optimizing gamma-ray spectrometers for UAV-borne surveys with geophysical applications, Journal of Environmental Radioactivity, Volume 237, 2021

Чиникулов Г.Р. (ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева)

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЕВОЙ БАЗЫ ДЖЕНГЕЛЬДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ СКЛОНЫ САНГРУНТАУ)

Дженгельдинская площадь расположена в Центральных Кызылкумах на востоке Тамдынского урановорудного района. Оно вытягивается в виде широкой полосы вдоль северо-восточных склонов Сангрунтау (Рис. 1).

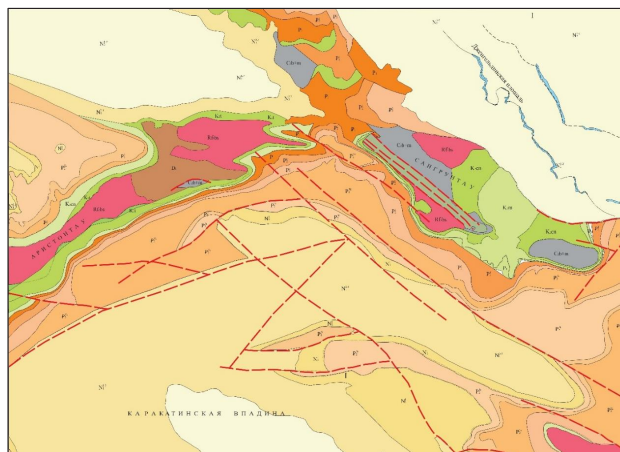


Рис. 1. Геологическая карта района Сангрунтау

В результате ранее проведенных работ подтвердилась возможность обнаружения эпигенетических осадочно-инфильтрационных руд в покровных отложениях палеогена и мела. Важным фактором в этом является наличие в разрезе толщи серо-цветных водопроницаемых горизонтов, способных фильтровать через себя значительное количество воды отделенных от остальной части разреза водоупорными толщами [2]. Породы водопроницаемые (пески) содержат в себе реагенты – растительные остатки и реакционно – растворимого двухвалентного железа, – способные переводить растворенный в воде шестивалентный уран в нерастворимую четырехвалентную форму и таким образом его фиксировать [1]. Этим условиям в обрамлении Сангрунтау отвечают песчаные отложения мелового и палеогенового возраста. Специализированные работы на уран проводятся в районе с 1962 года. Впервые для данного района развитие пластовых зон окисления было установлено в песчаных отложениях маастрихтского горизонта верхнего мела и лявляканского горизонта верхнего эоцена [3]. В областях выклинивания этих зон были обнаружены Тамдынское и Дженгельдинское рудопроявления урана. В результате проведенных работ в пределах Дженгельдинской площади, в песчаных отложениях маастрихтского и лявляканского горизонтов были выявлены и оконтурены 18 рудных залежей пригодных под добычу способом подземного выщелачивания.

В последующем, в результате проведения геологоразведочных работ 2012-2018гг. юго-восточная часть Дженгельдинской площади (северо-восточного обрамление гор Сангрунтау) определилась как область более широкого проявления продуктивных пластовых эпигенетических процессов. Зоны пластового окисления здесь были выявлены также в песчаных отложениях нижнего эоцена (сузакский горизонт) и среднего эоцена. Области выклинивания этих зон сопровождаются формированием скоплений урановых руд того или иного масштаба. Наиболее интенсивно указанные процессы проявляются вдоль северо-восточного обрамления Сангрунтау. В настоящее время на площади выклинивание ЗПО и связанное с ним урановое оруденение, детально изучено лишь на нескольких профилях. Однако, наличие аномалий урана, местами рудных пересечений практически на всех пробуренных профилях, говорит о масштабности продуктивных эпигенетических рудо формирующих процессов.

Необходимо также отметить небольшие глубины областей выклинивания ЗПО (до 180 м), что существенно увеличивает перспективы юго-восточной части Дженгельдинской площади.

Все вышеизложенное, позволяет сделать вывод о том, что целенаправленное изучение выявленных рудовмещающих горизонтов позво-

лит установить многоярусность оруденения в связи с выклиниванием ЗПО не только в северо-восточном обрамлении Сунгрунтау, но и на других участках Дженгельдинской площади.

Список литературы

1. Гольдштейн Р.И., Бровин К.Г., Натальченко Б.И. и др. Металлогения артезианских бассейнов Средней Азии. Тошкент 1992г. Издательство «Фан» – 272с.
2. Каримов Х.К., Бабаноров Н.С., Боровин К.Г. и др. Учкудукский тип урановых месторождений Республики Узбекистан Ташкент 1996г. Издательство «Фан» – 334с.
3. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент, Гидроингео, 2001 г. – 611с.

Чумаков А.В. (ООО «ЦНТ Инструментс», СПбГУ),
Аликин О.В. (ООО «ЦНТ Инструментс»)

**ПРИМЕНЕНИЕ УНИВЕРСАЛЬНОЙ ТЕХНОЛОГИИ
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА
ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВЫХ
РУД КАШТАУСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ
(КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

В настоящее время Российская Федерация располагает значительной минерально-сырьевой базой (МСБ) золота и обладает перспективами увеличения добычи из числа недр за счет интенсивного освоения не только месторождений с упорными и труднообогатимыми рудами, но и комплексных объектов, которых содержания золота считаются рентабельными для его извлечения. В течение последнего десятилетия на территории России в эксплуатацию введены одно уникальное и три собственно золоторудных месторождения, целый ряд средних и мелких по запасам объектов, а также одно комплексное медно-магнетитовое золотосодержащее [1].

При условии повсеместного внедрения эффективных технологий производства, осуществляющих извлечение полезного компонента с минимальными потерями, и сохранением текущего уровня добычи, работа золотодобывающей промышленности РФ будет обеспечена в течение 14 лет [1].

В оптимизации технологических процессов обогащения, обеспечивающих максимальное использование сырья, существенную роль

играет комплексная минералого-технологическая оценка месторождений, состоящая в детальном изучении методами технологической минералогии вещественного состава для выявления характерных свойств руд, влияющих на их обогащение.

Методы, принципы и задачи технологической минералогии и оценки руд подробно изложены в трудах многочисленных исследователей [2, 3, 6], и отмечают важность изучения на всех уровнях свойств отдельных минералов и их ассоциаций для наиболее эффективного и комплексного использования минерального сырья. В работах Рудашевского Н.С и Рудашевского В.Н [4, 5] отражены объединяющие признаки руд благороднометалльных объектов. Главные факторы, влияющие на извлечение золота – формы его нахождения и размер частиц, влияющие на раскрытие сростков при проведении рудоподготовительных операций, а также ассоциации с других вредными или полезными компонентами [3].

Все вышеперечисленное устанавливает необходимость операций эффективного дробления и интенсивного обогащения первичного материала для успешного минералогического исследования золоторудных объектов.

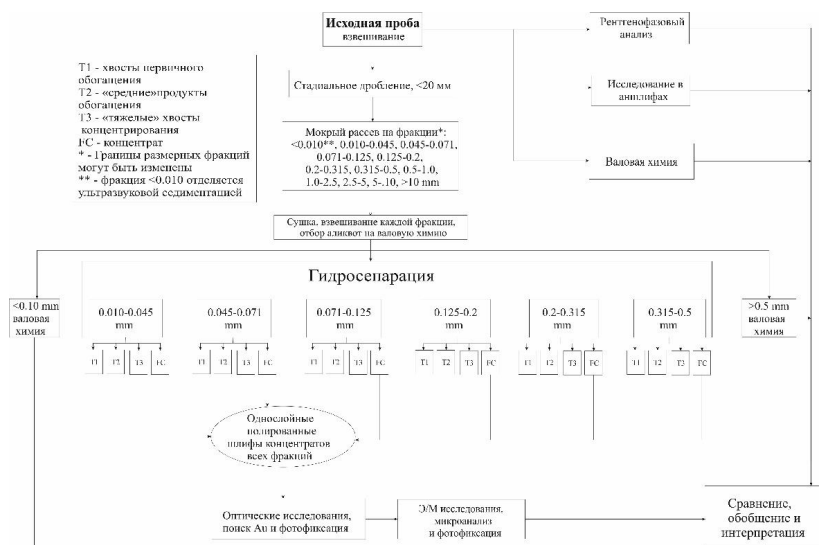


Рис. 1. Принципиальная схема обработки проб по универсальной технологии минералого-геохимических исследований

В рамках выполнения работ по технологической минералогии золотосодержащих железных руд Каштауской рудоносной площади изучен минеральный состав двух композитных проб: 1) первичные сульфидные и 2) окисленные руды. Среди сульфидов в первичных сульфидных рудах преобладают пирит и пирротин. В подчиненных количествах установлены арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др.

Для выполнения поставленных практических задач авторами применена универсальная технология минералого-геохимических исследований [4], принципиальная схема обработки проб представлена на рис. 1.

С учётом минерального состава и структурно-текстурных особенностей, крупнукusовой материал первичных руд (половинки кернов 72 мм) измельчался на шаровой мельнице с короткой экспозицией (кратковременными циклами) до класса 100% -20 мм с целью бережного раскрытия минералов благородных металлов и минимизации переизмельчения. Проба окисленных руд представлена рыхлым материалом, и дополнительному дроблению не подвергалась.

Дезинтегрированные пробы усреднялись перемешиванием с последующим отбором представительных навесок методом квартования для рентгенофазового и валового химического анализов.

Анализ валового химического состава проводился на макрокомпоненты (XRF), микрокомпоненты (ICP MS, AAS) и золото (пробирный анализ). По результатам анализов проводился расчет парных коэффициентов корреляции элементов для выявления единых геохимических и минеральных ассоциаций. Нерудные минералы оценивались методом количественного фазового рентгеновского анализа.

Каждая проба разделялась на 11 размерных классов (в порядке уменьшения, мм): >10, -10+5, -5+2.5, -2.5+1.0, -1.0+0.5, -0.5+0.315, -0.315+0.2, -0.2+0.125, -0.125+0.071, -0.071+0.045, <0.045. Для всех проб дополнительно отделялась тонкая составляющая (<0.010 мкм) из фракций <0.045 мм методом ультразвуковой седиментации.

Одним из наиболее эффективных способов обогащения твердых полезных ископаемых в лабораторных условиях является метод гидросепарации, лежащий в основе универсальной технологии минералого-геохимических исследований [4]. Применение гидросепарации позволяет разделять минеральные частицы по их удельной плотности, а не по весу частиц, что характерно для большинства гравитационных технологий. На начальных стадиях гидросепарации удаляются преимущественно

лёгкие минералы жильных и вмещающих пород (кварц, гидрослюда, полевые шпаты и карбонаты), а также их сростки с рудными минералами. В «тяжёлых» HS-конcentратах главным образом концентрируются сульфиды (пирротин, пирит, арсенопирит и др.) и самородное золото, а для окисленных руд – также оксиды железа (магнетит, гётит и гематит).

Во всех размерных классах менее 0.5 мм, кроме шламового (<0.010 мм) с помощью гидросепаратора CNT HS-11 материал каждой размерной фракции промывался в три стадии с получением «лёгких» хвостов, промежуточного продукта, «тяжёлых» хвостов и HS-концентратов. Последние представляют репрезентативные выборки зёрен рудных минералов в пределах узких классов крупности, из них изготавливались однослойные полированные шлифы горячим прессованием с пластиком. Для определения химического состава и изучения внутреннего строения минералов в полированных шлифах и аншлифах использовались: сканирующие электронные микроскопы CamScan MV2300 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), JSM 6390LV (ЦКП ПГНИУ, Пермь) с энергодисперсионной приставкой INCA 350 ENERGY; рентгеновский микрозондовый анализатор CamebaxSX50 (МГУ им М.В. Ломоносова, Москва).

Количественные соотношения фаз в полированных шлифах HS-продуктов оценивались методом цветокодирования в характеристических рентгеновских излучениях на электронном микроанализаторе.

Размеры зерен минералов благородных металлов (средний эквивалентный диаметр – ECD, мкм) – диаметр круга, равного по площади цифровому изображению зерна минерала определялись по их оптическим (в отраженном свете) микрофото или по BSE-фото с использованием программного пакета ImageJ.

Результаты исследований. Среди нерудных минералов в первичной сульфидной пробе преобладают минералы, характерные для скарновой ассоциации: пироксены, минералы группы граната, эпидот, актинолит и др., в меньшей степени – кварц, кальцит. Для окисленных руд характерны оксиды и гидроксиды железа: гематит, магнетит, гётит, а также глины и минералы группы хлорита.

В изученных рудах определена единственная форма нахождения благородных металлов – серебристое золото (рис. 2). Основное различие его в пределах двух разных типов руд – содержание серебра. Самородное золото в окисленных рудах – свободное, химический состав Au 87.53 ± 1.14 мас. % и Ag 9.47 ± 3.50 мас. %; в то время как в первичных рудах наблюдаются как свободные зёрна, так и в сростаниях с минера-

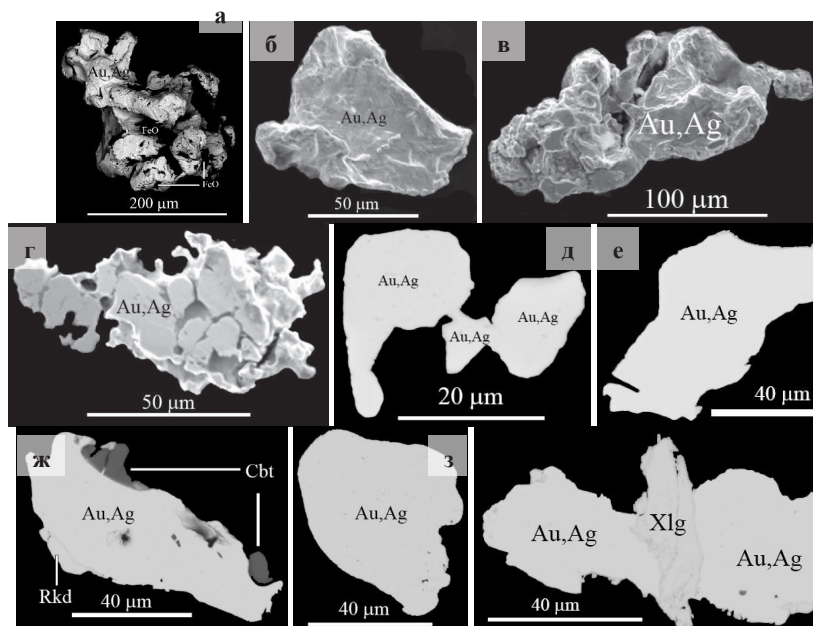


Рис. 2. BSE-фото самородного золота из проб первичных сульфидных и окисленных руд различных размерных фракций. а-г – окисленные руды (объемные зерна), д-и – первичные сульфидные руды (ППШ). Au,Ag – самородное золото, FeO – оксидные железистые пленки, Cbt – кубанит: CuFe_2S_3 , Rkd – раклиджит: $(\text{Bi,Pb})_3\text{Te}_4$, Xlg – ксилинголит: $\text{Pb}_3\text{Bi}_2\text{S}_6$.

лами висмута и теллура (д-и), а по химическому составу содержание серебра выше в два раза: Au 81.11 ± 1.92 мас. % и Ag 18.89 ± 4.06 мас. %.

На основе представительных выборок микрорентгеноспектральных анализов (более 500) рассчитаны средние химические составы главных рудных минералов, определены их формульные коэффициенты.

По результатам измерений свободных зёрен самородного золота определён эффективный размер раскрытия частиц в окисленных рудах – $\text{ECD} = 73.2 \pm 15.9$ мкм ($n = 68$), в первичных сульфидных – $\text{ECD} = 42.2 \pm 3.5$ мкм ($n = 43$).

По данным химического состава проб, рентгенофазового анализа и количественной оценки зерен в HS-конcentратах, а также состава самих минералов рассчитан минеральный баланс композитной пробы первичных сульфидных руд (табл.1).

Таблица 1.

Содержания главных рудных минералов в пробе первичных сульфидных руд (масс. %)

Минерал	Формула	Содержание, мас. %
Самородный висмут	(Bi,Te)	0.0007
Висмутинит	Bi ₂ S ₃	0.0007
Галенит	PbS	0.004
Кобальтин	(Co,Ni)AsS	0.053
Сфалерит	(Zn,Fe)S	0.095
Халькопирит	CuFeS ₂	0.166
Лёллингит	FeAs ₂	0.016
Арсенопирит	FeAsS	0.456
Пирротин	Fe ₇ S ₈	4.938
Пирит	FeS ₂	5.886

Встречены также редкие минералы висмута и теллура: ксилинголит (Bi,Pb)₃Te₄ и раклиджит Pb₃Bi₂S₆, характерные для золоторудных месторождений.

По минеральному составу в первичных рудах преобладает пирит-пирротиновая минеральная ассоциация (до 11 мас. %), в подчиненных количествах встречаются арсенопирит (0.46 мас. %) и халькопирит (0.17 масс. %).

Благодаря применению универсальной технологии минералого-геохимических исследований золотосодержащих руд Каштауской рудоносной площади получена статистически достоверная информация о полном наборе минеральных видов, реальном размере их зерен, а также минеральных ассоциациях с другими рудными и нерудными минералами.

На основе выявленных технологических особенностей руд составлены рекомендации по корректировке технологического регламента раздельного обогащения первичных сульфидных и окисленных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевой базы Российской Федерации в 2020 году. Глав. ред. Петров Е.И., Тетенькин Д.Д. Москва, 2021. – С.572.
2. Гинзбург А.И. и др. Задачи технологической минералогии, пути и методы их решения // Сов. геол. 1977. N 5. С. 7-19.

3. Изойтко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
4. Рудашевский Н.С., Рудашевский В.Н., Антонов А.В. Универсальная минералогическая технология исследования пород, руд и технологических продуктов // Региональная геология и металлогения. 2018. №73. С. 88-102.
5. Рудашевский В.Н., Рудашевский Н.С., Антонов А.В., Набиуллин Ф.М., Пастухов Д.М. Технологическая минералогия золота // Записки Российского минералогического общества. 2017. № 1. С. 103-125.
6. Челищев Н.Ф. Основные направления технологической минералогии // АН СССР, Сер. Геол. 1977. N 11. С.86-94.

Шадчин М.В. (ФГАОУ ВО СФУ)

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ХАЛЬКОПИРИТА
МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АК-СУГ
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

Золото-медно-молибден-порфировое месторождение Ак-Суг находится в Тоджинском кожууне (районе) республики Тыва неподалеку от границы с Курагинским районом Красноярского края и Нижнеудинским районом Иркутской области. Объект является типичным представителем порфировых месторождений, сформированных во время субдукции океанической или континентальной коры, а так же постсубдукционных обстановках и связанных с рудолокализирующими порфировыми интрузиями кислого-основного состава. Наиболее известными месторождениями аналогичного генезиса в России являются золото-медно-порфировые месторождения Малмыжское в Хабаровском крае и Песчанка на Чукотке. Актуальность изотопно-геохимических исследований обуславливается ограниченной освещенностью в печатных изданиях тематики изотопии руд отечественных порфировых объектов, для решения вопросов генезиса месторождения месторождения Ак-Суг и аналогов, определение источника флюидов, участвовавших в образовании сульфидов.

Ак-Сугское золото-медно-молибденовое месторождение входит в состав одноименного Ак-Сугского рудного узла, локализованного на сопряжении двух крупных тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области: Восточно-Тувинской и Кизир-Казырской складчатых систем, естественной границей между которыми является крупный региональный Кандатский разлом.

Структура месторождения определяется строением Ак-Сугского интрузивного массива, вмещающего оруденение, а также его положением относительно региональных структурных элементов района. Массив располагается вблизи стыка двух региональных разломов: Ак-Сугского и Челдезрикского. Зона Ак-Сугского разлома выражена широкой полосой дробления, интенсивной трещиноватости и рассланцевания пород. Ширина тектонически нарушенных интервалов – от первых метров до десятков метров. Наибольшая густота трещин отмечается в пределах Северной рудной залежи и в центральной части месторождения («кварцевом ядре»). Ак-Сугская интрузия имеет куполовидную асимметричную форму, крутое падение ($70-80^\circ$) контактов в сторону от нее под вмещающие породы. Интрузия имеет зональное строение. С востока и с юга по периферии она сложена диоритами и кварцевыми диоритами первой фазы, составляющими около 75% площади выхода интрузии на поверхность. Контакт кварцевых диоритов с диоритами на юго-восточном фланге крутой ($78-85^\circ$) с падением на юг (рис.1).

Плагииграниты и тоналиты с запада, а диориты – с юга контактируют с вулканогенно-осадочными породами девона толтаковской свиты. Контакт имеет крутое, под углом $60-80^\circ$ падение под породы девона в сторону от интрузии.

Вещественный состав руд Ак-Сугского месторождения сложный. В настоящее время отмечается более 60 минеральных видов, встречающихся в рудах месторождения, среди которых преобладают сульфиды (халькопирит, борнит, пирит, молибденит, энаргит, халькозин). Из самородных минералов встречаются золото и медь [5]. Халькопирит присутствует во всех типах руд в виде интерстиционной вкрапленности аллотриоморфных агрегатов. Слагает как мощные (до 2 см), так и тонкие (до волосовидных) прожилки [2]. Наиболее богатые руды месторождения сконцентрированы в западной и центральной частях Северной залежи. Среднее содержание меди здесь составляет около 1%, молибдена 0,02%.

Изотопный состав серы месторождения Ак-Суг определен для монофракции халькопирита размером 0.1–0.5 мм. Пробы халькопирита отобраны из керна скважин Северной рудной залежи (скв. 5а-1т, 6-2т, 6-4т) с различных глубин. Анализы выполнены в ЦКП «Многослементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) с использованием масс-спектрометра Delta V Advantage. Наиболее детально методика выполнения исследований описана в [3].

Изотопный состав серы халькопирита месторождения Ак-Суг по полученным данным характеризуется разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$, ‰ от -2,2 до 1,7 при среднем значении $\delta^{34}\text{S}$, ‰ равном -0,27 для 12 измерений

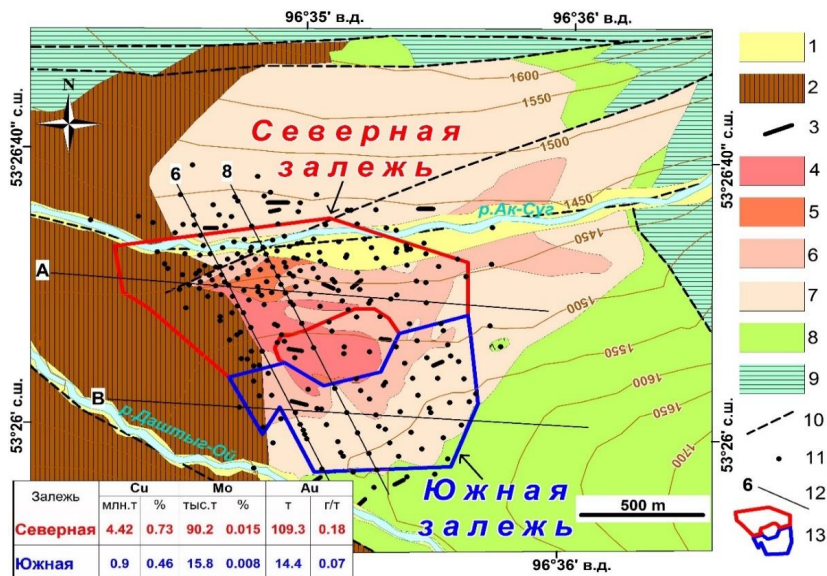


Рис.1. Схематическая геологическая карта месторождения Ак-Суг. В таблице показаны геологические запасы и содержания главных рудных элементов по состоянию на 01.01.2020

Условные обозначения к рисунку 1 : 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – девонские красноцветные туфогенно-осадочные отложения; 3 – дайки (вне масштаба, без разделения); 4-7 – Ак-Сугский комплекс: 4 – плагиогранит-порфиры (порфиры II) и 5 – тоналит-порфиры (порфиры I) 3-й фазы; 6 – порфировидные тоналиты и плагиограниты 2-й фазы; 7 – диориты, тоналиты, кварцевые диориты 1-й фазы; 8 – габбро-диориты, диориты (таннуольский комплекс, 2-я фаза); 9 – нижнекембрийские вулканогенно-осадочные отложения хамсаринской свиты; 10 – разломы; 11 – скважины; 12 – линии разрезв, иллюстрированные в статье, и их номера; 13 – контуры проекции на поверхность границ рудных залежей

(табл.1, рис.2,3). Аналогичный комплекс работ проводили исследователи-предшественники, методика и результаты которых отражены в работах [1,4]. Значения $\delta^{34}\text{S}$ серы халькопирита различных минеральных ассоциаций месторождения Ак-Суг представлены диапазоном значений от -2,9 до -0,9 ‰. Принцип отбора образцов для исследований заключался в выделении различных генераций халькопирита (халькопирит-III, IV и т.д.) среди восьми минеральных ассоциаций, представленных на

месторождении. В нашем случае такого выделения не производилось. Сводная таблица результатов изотопных соотношений серы халькопирита представлена ниже.

Таблица 1
Изотопный состав серы халькопирита месторождения Ак-Суг

Минеральная ассоциация	Минерал (интервал опробования, м)	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
Не выделялась	Халькопирит (8,0)	-1,7
– // –	– // – (92,6)	-0,1
– // –	– // – (152,5)	-0,2
– // –	– // – (171,4)	+0,3
– // –	– // – (208,8)	-2,2
– // –	– // – (234,0)	-1,6
– // –	– // – (236,2)	-0,7
– // –	– // – (372,3)	-0,6
– // –	– // – (375,8)	+1,7
– // –	– // – (575,2)	-0,1
– // –	– // – (696,4)	+1,1
– // –	– // – (719,0)	+0,8
Золото-пирит-борнит-халькопирит-кварцевая	Халькопирит-III*	-0,9
Золото-теллуридно-борнит-халькопирит-кварцевая	Халькопирит-IV*	-1,6
Золото-пирит-халькопирит-блекловорудно-кварцевая	Халькопирит-V*	-1,9
		-2,3
Золото-висмут-теллуридно-сульфидно-кварцевая	Халькопирит-VI*	-2,4
		-2,5
		-2,6
		-2,9
	Среднее по выборке	-0,79

*Примечание: *- данные (Кужугет и др., 2019).*

Все имеющиеся значения $\delta^{34}\text{S}$ были использованы для построения графиков распределения изотопов как относительно минеральных фаз, так и для оценки изменчивости соотношений изотопов с глубиной (рис. 2,3).

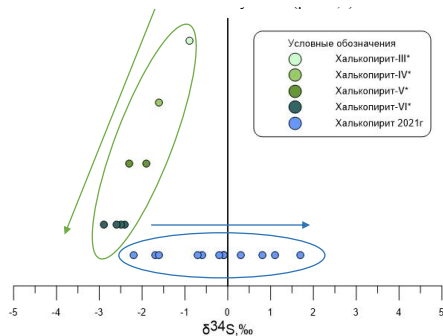


Рис.2. Изотопный состав серы халькопирита месторождения Ак-Суг

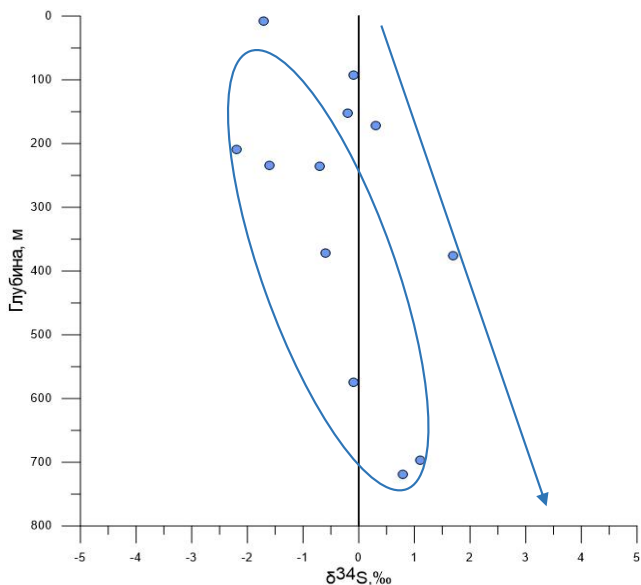


Рис.3. Изотопный состав серы относительно глубины пробы

Совокупность новых результатов, проведенных аналитических работ и опубликованные данные предшественников указывают на умеренный разброс изотопных значений серы и незначительное преобладание легких изотопов над более тяжелыми (среднее $-0,79\%$). Изотопный состав серы халькопирита месторождения Ак-Суг характеризуется двумя трендами распределения. Первый тренд-увеличение доли легких изотопов серы от ранних генераций халькопирита к поздним (рис. 2). Это

может быть связано с частичным окислением сульфидной серы при увеличении окислительного потенциала и обогащении при этом сульфидов изотопом S^{32} [6]. Второй тренд соответствует незначительному утяжелению изотопов серы с глубиной (рис. 3) и, возможно, отражает температурное фракционирование изотопов. Общий диапазон значений изотопных соотношений серы сульфидных минералов указывает на наибольшую вероятность мантийного их происхождения с переменным участием метеорной воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кужугет Р.В., Монгуш А.О., Анкушева Н.Н. Источники серы сульфидов медно-золото-порфирового месторождения Ак-Суг (Восточная Тува) // Минералогия, 2019. – Т. 5, №4, С. 73-82.
2. Монгуш А.Д., Лебедев В.И. Ак-Сугское медно-молибден-порфировое месторождение: вещественный состав пород и руд. Известия Сибирского отделения. Секция наук о Земле РАН, 2013. – Т. 1, №42. – С. 22–29.
3. Пальянова Г. А., Соболев Е. С., Реутский В. Н., Бортников Н. С. Пиритизированные двустворчатые моллюски из верхнего триаса орогенного золото-сурьмяного месторождения Сентачан (Восточная Якутия): минеральный состав и изотопный состав серы // Геология рудных месторождений. – 2016. – № 6. – С. 513-521.
4. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Перцева А.П., Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Эволюция изотопов серы в Cu-Mo порфировых рудно-магматических системах Сибири и Монголии. Геология и геофизика, 45, 963–974.
5. Шведов Г. И., Самородский П. Н., Макаров В. А. и др. Мышьяковистая самородная медь золото-медно-порфирового месторождения Ак-Суг, Восточная Тыва // Руды и металлы. – 2021. – № 1. – С. 77-92.
6. Ohmoto H., Rye R.O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N.-Y., John Wiley and Sons, 509–567.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИИ КУЧНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЗОЛОТОУРАНОВЫХ РУД

В мировой практике, как правило для извлечения урана из урановых руд используют сернокислотное выщелачивание [1], а для извлечения золота из золотосодержащих руд – цианирование [2]. При выщелачивании урановых руд сернокислыми растворами уран переходит в раствор в виде анионных комплексов $[\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2]^{2-}$ и $[\text{UO}_2(\text{SO}_4)_3]^{4-}$ при $\text{pH}=1-2$, или в форме катиона уранила UO_2^{2+} в менее кислых средах $\text{pH}\sim 2,9-3,0$ [1]. Выщелачивание золота с использованием цианида проводят при показателях pH от 10,5 до 11,0 при этих условиях образуется анион $[\text{Au}(\text{CN})_2]^-$.

Переработка золотоурановых руд осуществляется последовательным извлечением золота и урана в наиболее подходящей очередности [3], которая определяется на стадии технологических исследований отдельно для руд из каждого месторождения. Важно отметить, что золото и уран в таких рудах, как правило, не образуют совместных минеральных ассоциаций, т.е. генетически не связаны между собой. В комплексных золотоурановых рудах основная масса урана представлена обычно уранинитом (UO_2), а золото преимущественно находится в сростках с минералами или же в свободном состоянии.

Предшествующие исследования по определению принципиальной возможности использования кучного выщелачивания золота и урана из окисленной комплексной руды одного из месторождений РФ проводили на руде с содержанием золота 0,99 г/т и урана – 54 г/т. На первом этапе выщелачивали золото щелочными цианидными растворами. Извлечением золота из продуктивных растворов осуществляли по технологии CIC (Carbon in Column, уголь в колонне). На втором этапе после отмывки и закисления хвостов цианидного выщелачивания проводили сернокислотное выщелачивание урана. Извлечение урана из продуктивных растворов проводили по технологии RIC (Resin in Column, смола в колонне). Проведенные исследования показали принципиальную возможность применения кучного выщелачивания для переработки данных руд. Извлечение золота и урана составило 80 и 40 % соответственно [4, 5].

Целью настоящей работы являлось определение наиболее эффективной и рентабельной последовательности выщелачивания золота и урана из руды исследуемого месторождения. Химический состав пробы руды, использованной в исследованиях представлен в (табл. 1).

Таблица 1
Химический состав исследуемой руды

Компоненты	Массовая доля, %	Компоненты	Массовая доля, %
SiO ₂	74,0	Fe _{окисл.}	2,14
Al ₂ O ₃	12,29	Fe _{сульф.}	0,04
TiO ₂	0,26	S _{общ.}	<0,050
CaO	0,36	Cr	0,020
K ₂ O	9,10	La	0,0029
Na ₂ O	0,80	Mo	0,0012
MnO	0,02	Ni	0,0013
MgO	0,15	U г/т	261
P ₂ O ₅	0,11	Au г/т	0,94
Fe _{общ.}	2,18	Ag г/т	3,15

Исследуемая проба на 97 % состоит из литофильных компонентов со значительным преобладанием оксида кремния – 74,0 %. Содержание золота в пробе составляло 0,94 г/т, урана – 261 г/т, серебра – 3,15 г/т. Проба относится к окисленному типу руд, степень окисления по железу составила 85 % [6].

В данной статье отражены результаты первого этапа исследований, в частности результаты по лабораторному определению пригодности пробы руды к кучному выщелачиванию золота и урана в прямой и обратной последовательности.

Тестовые опыты на пригодность исследуемой руды к кучному выщелачиванию золота и урана – HLA-тесты (Heap leaching Amiability) проводились в статико-агитационном режиме. Принцип работы статико-агитационной установки: агитатор с рудой и выщелачивающим раствором находится в динамическом режиме выщелачивания в течение 5 минут, после чего останавливается и отстаивается в статическом режиме в течение 55 минут. Данный цикл повторяется каждый час на протяжении 14 суток. Внешний вид агитатора для проведения HLA-тестов представлен на рис. 1.

Для проведения исследований были подготовлены по четыре параллельные пробы крупностью минус 40, минус 20 и минус 10 мм. Для большей достоверности результатов две параллельные пробы каждой крупности подвергали цианидному выщелачиванию золота, две другие – сернокислотному выщелачиванию урана.

Исследования по выщелачиванию золота проводили при следующих условиях: масса пробы 2 кг, концентрация NaCN – 1 г/дм³, загрузка CaO – 2 кг/т, соотношение Ж:Т = 2:1. Исследования по выщелачиванию урана



Рис. 1. Внешний вид агитатора для проведения статико-агитационного выщелачивания (HLA-тестов)

на проводили при следующих условиях: масса навески 2 кг, концентрация H_2SO_4 – 10 г/дм³, соотношение Ж:Т = 2:1.

Ежедневно производился отбор жидкой фазы для определения концентрации золота и урана в растворах. После завершения испытаний по выщелачиванию осуществлялся отбор проб твердой фазы хвостов для определения остаточного содержания золота пробирным анализом и урана атомно-эмиссионной масс-спектрометрией (ICP-MS). Извлечение золота и урана рассчитывали по анализам жидкой и твердой фазы, как средний результат по двум параллельным пробам.

После первой стадии выщелачивания золота и урана пробы хвостов отмывали от цианида и щелочи (хвосты цианидного выщелачивания) и кислоты (хвосты выщелачивания урана) и подвергали второй стадии выщелачивания второго ценного компонента соответствующими растворами. Условия выщелачивания во второй стадии были аналогичны условиям на первой стадии. Таким образом провели по два параллельных опыта для каждой крупности дробления с выщелачиванием золота и урана на первой и второй стадиях.

Результаты по выщелачиванию золота на первой и урана на второй стадии представлены на рис. 2.

На рис. 3 представлены результаты выщелачивания урана и золота в первой и второй стадиях соответственно.

Результаты исследований по статико-агитационному выщелачиванию золота и урана показали, что извлечение золота находится в пределах от 85,0 до 91,0 % в зависимости от крупности дробления руды. Извлечение урана составляло 97-93 %. Крупность дробления в диапазоне

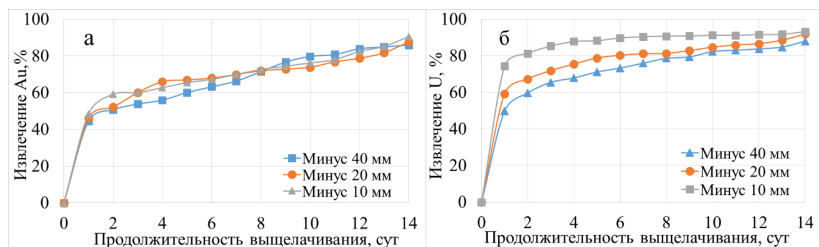


Рис. 2 Зависимость извлечения золота (а) и урана (б) в раствор от продолжительности выщелачивания при различной крупности измельчения

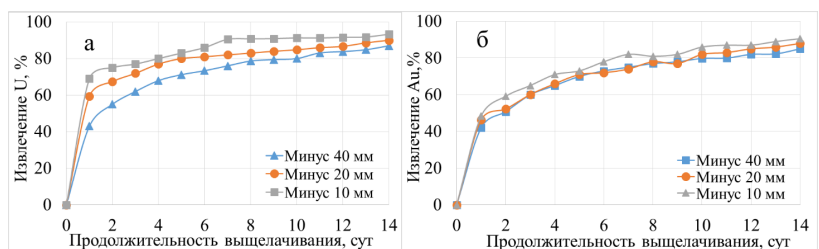


Рис. 3 Зависимость извлечения урана (а) и золота (б) в раствор от продолжительности выщелачивания при различной крупности измельчения

от -10 до -40 мм не оказывает значительного влияния на извлечение металлов при выщелачивании. Усредненный расход реагентов составил: NaCN – 0,13 кг/т, CaO – 2,9 кг/т, H_2SO_4 – 24,9 кг/т.

Исследования показали, что исследуемая руда может перерабатываться по технологии кучного выщелачивания с высокими показателями извлечения ценных компонентов. При этом, на лабораторной стадии исследований установлено, что последовательность извлечения золота и урана из руды также не оказывает влияния на величину их извлечения. Однако, выводы, полученные на стадии лабораторных исследований, являются предварительными, и для получения полной картины необходимы укрупненные испытания исследуемых технологических схем в укрупненном (пилотном) масштабе с полным циклом выщелачивания ценных компонентов руды в перколяционных колоннах в режиме замкнутого водооборота [4, 5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фазлуллин М.И. Подземное и кучное выщелачивание урана, золота и других металлов. Том 1. Издательский дом Руда и металлы, Москва, 2005 г., 407 с.
2. Плаксин И.Н. Металлургия благородных металлов. Metallurgizdat, 1958 г., 367 с.
3. Котляр Ю.А., Меретуков М.А., Стрижко Л.С. Металлургия благородных металлов: Учебник. В 2-х кн. Кн. 1. – М.: МИСИС. Издательский дом «Руда и металлы», 2005 г., 432 с.
4. Епифоров А.В., Минеева Т.С., Собенников Р.М., Шипнигов А.А. Пути решения проблемы совместного извлечения золота и урана из бедных комплексных руд. Молодежный вестник ИрГТУ, 11(22), 2021, С. 29-33.
5. Шипнигов А.А., Собенников Р.М., Епифоров А.В. Пилотные испытания технологии кучного выщелачивания золота и урана из бедной окисленной золотоурановой руды. Сборник научных статей по итогам работы Международного научного форума наука и инновации – современные концепции. М.: 2021 г. С. 97-103.
6. Лодейщиков В.В., Васильева А. В. Методические рекомендации по типизации руд, технологическому опробованию и картированию коренных месторождений золота. – Иркутск. – ОАО «Иргиредмет», 1997, 164 с.

Шишкина О.Ю. (НУУз)

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ – КАК ОСНОВА ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На примере рудопроявления золота Абджаз рассмотрен опыт практического применения методики комплексирования космо-геологических, геофизических и геохимических методов исследования при поисках рудных полезных ископаемых. Все работы выполнены ГУП «Регионалгеология» при Государственном Комитете геологии и минеральных ресурсов Республики Узбекистан.

Одним из крупнейших горнопромышленных районов Средней Азии является Алмалыкский рудный район. Проведение в районе значительного объема поисково-разведочных работ обусловлено наличием здесь

крупных эксплуатируемых месторождений меди и золота, находящихся в благоприятных экономических условиях.

В связи с завершением в ближайшие годы отработки рудных тел разведанных месторождений, актуальна задача выявления новых рудных объектов в пределах восточной части рудного района, где и расположена Абджазская перспективная площадь.

В то же время, следует отметить, что в связи с открытием практически всех сколько-нибудь крупных рудных месторождений, обнажающихся на поверхности, поиски должны ориентироваться на выявление рудных объектов труднообнаруживаемых – скрытых, перекрытых и погребенных под молодыми четвертичными и мезокайнозойскими осадками.

Решение практических задач в связи с отсутствием непосредственного визуального контакта с рудой в таких случаях требует совершенно новых сложных подходов, какими и являются комплексирование методов.

Абджазская площадь расположена в пределах одноименной субмеридиальной структуры, в границах которой располагается множество пунктов золоторудной, медной, полиметаллической и других типов минерализации; отработанное месторождение золота Курган, рудопоявление Терекли. На участке широко развиты среднекарбоновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы чашлинского комплекса, представленные секущими телами и их эффузивными аналогами андезитового, андезидацитового состава, вмещающими золотое оруденение. Наличие тектонических структур северо-восточного и субширотного направлений, а также узлов их сопряжения, сопровождающихся интенсивным метасоматическим преобразованием пород в результате гидротермальных процессов, является благоприятными факторами и признаками для локализации золоторудной минерализации.

На участке Абджаз был проведен комплекс работ, включающих в себя аэромагнитную съемку, аэроэлектроразведку становлением поля, электроразведку (ВП-СГ, ВП-ТЗ), магниторазведку, космогеологические исследования, геохимическую съемку по вторичным ореолам рассеяния, заверку выявленных аномалий и перспективных участков горно-буровыми работами, минералогические и лабораторные работы.

Комплексная аэрогеофизическая съемка (КАГС) выполнена с целью создания современной многокомпонентной геофизической основы масштаба 1:25 000 для поисков различных полезных ископаемых и локализации геофизических участков, перспективных на выявление золоторудных и медно-молибден-порфирировых с золотом объектов промышленной значимости.

Электроразведка выполнялась по сети 100×20м с целью картирования зон сульфидной минерализации, перспективных на выявление золотого оруденения.

Магниторазведочные работы на участке проведены по сети 100×20м с целью картирования магнитных разностей пород, зон метасоматических изменений и разрывных нарушений.

Космогеологические исследования на участке проводились с целью составления карт перспективных площадей по данным ДЗЗ и эталонным позициям, карт вещественного состава и карт поля плотности тектонических нарушений, предназначенных для последующего комплексирования с геофизическими и геохимическими данными, для проведения геологической интерпретации и постановки поисковых геологических работ.

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния проводилось согласно «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений, 1983» по предварительно топографически инструментально разбитым профилям с широтной ориентировкой в масштабе 1:10 000 (сеть опробования 100×20).

Выделенные наиболее перспективные геофизические и геохимические аномалии, перспективные участки по данным космогеологических исследований, геолого-структурные позиции проходили заверку комплексом горно-буровых работ. По всему материалу проб из керна буровых скважин, расчисткам и шурфам проведен комплекс аналитических исследований, включающий спектральный анализ методом просыпки на 24 элемента, золотометрический химико-спектральный анализ на золото, пробирный анализ на золото, минералогический анализ.

Была также составлена схематическая геологическая карта масштаба 1:10 000.

Необходимо отметить, что на участке Абджаз были выполнены комплексные исследования в полном объеме, что позволило получить следующие результаты:

По данным аэромагнитометрии были выделены положительные аномалии в западной части участка, соответствующие интрузивным образованиям алмалыкского, карамазарского и кызатинского интрузивных комплексов. В центральной части участка у северной границы, перекрытой кайнозойскими отложениями, выделяется положительная аномалия, предположительно картирующая интрузивные образования алмалыкского комплекса. Области повышенных значений магнитного поля, занимающие большую часть участка, соответствуют вулканогенным образованиям среднего-позднего карбона.

По данным выполненных площадных электроразведочных работ выделены аномалии поляризуемости, картирующие предполагаемые зоны и участки развития сульфидной минерализации, интенсивностью от 1 до 4%, что характерно для большинства рудопроявлений и месторождений Кураминского региона. Определены локальные, узколинейные аномалии повышенного и высокого сопротивления, отождествляемые с предполагаемыми зонами окварцевания. Откартированы предполагаемые тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направления. Развитие зон поляризуемости и их интенсивность на глубину до 300 м прослежено установкой точечного зондирования (ВП-ТЗ) по отдельным профилям.

Выявлены аномалии поляризуемости интенсивностью до 4,5% (в северной) и 4% (в юго-восточной), предположительно картирующие зоны сульфидной минерализации, приуроченные к Бешкалинской и Тереклинской рудоносным структурам.

На участке Терекли по результатам заверки аномалий горно-буровыми работами оценены прогнозные ресурсы золота по категории P_2 по 7-ми рудоносным зонам.

По данным наземных магниторазведочных работ при общем обзоре магнитного поля можно отметить, что большую часть участка занимает обширная регионально-площадная сложно построенная положительная магнитная аномалия, маркирующая в целом площадь развития магнитоактивных пород. Юго-западная часть участка характеризуется относительно спокойным пониженным слабо отрицательным магнитным полем.

В результате выполненной магниторазведки установлены корреляционные зависимости между характером распределения геофизических полей и геологическим строением площади работ, выделены основные тектонические нарушения, уточнены границы развития интрузивных и вулканогенных образований.

Выполненными космогеологическими исследованиями на основе мультиспектральной, тепловой и радарной космической съемки составлена карта перспективных площадей, вещественного состава и тектонических нарушений для Абджазской площади. Откартированы линейные элементы и плотность тектонической нарушенности, кольцевые структуры. Выделены перспективные участки по эталонным позициям на золото-серебряное, золотое и медное оруденение.

Геохимической съемкой по вторичным ореолам рассеяния выявлены ореолы развития золота, меди, свинца, цинка и других элементов, определены их корреляционные зависимости. Выделен ряд аномальных геохимических пунктов и аномальных геохимических зон и полей,

преимущественно субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираения, в узлах сочленения которых проявлены очаговые аномально-геохимические поля. Аномально-геохимические структуры разделены по значимости и очередности дальнейшего изучения.

Выполненные исследования свидетельствуют о правильности выбранного комплексного подхода при проведении поисковых работ, предусматривающего применение современных геолого-геофизических и космогеологических методов с использованием высокоточной цифровой геофизической аппаратуры и современных компьютерных технологий. Выполнение таких исследований повышает достоверность получаемой геологической информации и позволяет уверенно выделять перспективные участки и площади для проведения оценочных работ следующих стадий разведки.

По результатам комплексного анализа для дальнейшего ведения геологоразведочных работ в пределах развития вулканогенных и интрузивных образований чашлинского и кураминского комплексов выделена юго-восточная территория в междуречье Кырккыз-Сарыташ, перспективная на золото-кварц-сульфидный тип оруденения.

Шмакова А.М. (ИГ Коми НЦ УрО РАН, ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МЕТАГАББРОИДАХ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

В 70-ых годах прошлого века при геологической съемке на территории Северного Тимана было установлено медно-никелевое (с платиноидами) оруденение. Рудопроявление приурочено к метагабброидам Бугровской зоны разломов и относится к барминско-чернорецкому гипабиссальному метагаббро-долеритовому комплексу верхнего рифея [1]. Бугровская площадь включает в себя два проявления (Ближнее, Дальнее), один пункт минерализации (Каменное) и проявление платины (Олень). Данные объекты являются достаточно перспективными для дальнейшего изучения с целью выявления медно-никелевых месторождений. В работе представлены результаты исследований образцов рудопроявлений Ближнее (скв. 758) и Дальнее (скв. 767).

На рудопроявлении «Ближнее» установлено 4 рудных минерала, среди которых преобладает пирит, реже встречаются халькопирит, виоларит, пентландит. Минерализация характеризуется мелкими гнездово-вкрапленными выделениями, размером до 5 мм. Зерна пирита обладают неправильной формой (размер до 1,5 мм). В нем установлена примесь

Ni до мас. 3 %. Халькопирит образует выделения неправильной формы, размером до 0,5 мм, которые развиваются по краям пирита. Минералы никеля представлены пентландитом и виоларитом. Пентландит встречается довольно редко, он представлен монолитными зернами с более высокими содержаниями Ni, относительно стандартного химического состава $(\text{Fe}_{3,76}\text{Ni}_{4,90}\text{Co}_{0,20}\text{S}_{8,85-8,14})$. На зернах пентландита прослеживаются участки развития железистого виоларита $(\text{Fe}_{1,53}\text{Ni}_{1,47}\text{Co}_{0,07}\text{S}_{3,08-3,92})$ (рис.1 а), что может свидетельствовать о процессах выноса Ni из минерала. Также железистый виоларит установлен в виде трещиноватых зерен размером до 0,6 мм, развивающихся совместно с пиритом и халькопиритом. Сильная трещиноватость отличает виоларит от других рудных минералов. По химическому составу минерал также является нестандартным, содержание железа и никеля в нем значительно выше $(\text{Fe}_{1,36}\text{Ni}_{1,54}\text{Co}_{0,07}\text{S}_{2,97-4,03})$. В некоторых зернах пентландита и виоларита установлены типичные примеси кобальта от 1.31 до 1.8 мас. %. Вероятно, пентландит был подвержен гидротермально-метасоматическим процессам, а установленный виоларит является результатом замещения пентландита. Виоларит обладает сильной степенью трещиноватости, что может быть связано с выносом Ni.

В проявлении «Дальнее» также установлено 4 рудных минералов, чаще всего встречается пирротин, значительно реже - халькопирит, виоларит, пентландит. Минерализация характеризуется мелкими гнездово-вкрапленными выделениями, размером до 5 мм. Пирротин также представлен в виде зерен неправильной формы (размер до 4 мм). В минерале установлена примесь Ni до 1,02 мас. %. Халькопирит обладает аллотриоморфной формой зерен (размер до 1 мм). Минерал чаще развивается совместно с пирротинном. В рудопроявлении «Дальнее» минералы никеля также представлены пентландитом и виоларитом. Пентландит представлен монолитными зернами $(\text{Fe}_{3,71}\text{Ni}_{4,91}\text{Co}_{0,18}\text{S}_{8,80-8,20})$ (рис.1 б), которые встречаются в сростании с пирротинном. Такие выделения минерала достаточно редки. Также пентландит установлен в виде ламелл в пирротине [2] (рис.1 б, в). Виоларит представлен трещиноватыми зернами, развивающимися по трещинам и по краям пирротина. Зерна неоднородные. Более светлые части зерна по составу соответствуют пентландиту $(\text{Fe}_{4,16}\text{Ni}_{4,74}\text{Co}_{0,05}\text{S}_{8,96-8,04})$, более темные — виолариту $(\text{Fe}_{1,48}\text{Ni}_{1,49}\text{Co}_{0,21}\text{S}_{2,97-4,03})$. Вероятно в данных минералах также происходили процессы выноса никеля, что привело к трещиноватости минерала (рис.1 г).

Оба изученных рудопроявления характеризуются однотипной гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией с различающейся минеральной ассоциацией. На проявлении Ближнее основным рудным минералом является пирит, на проявлении Дальнее – пирротин. В обоих рудопроявлениях никелевые минералы представлены пентландитом и виоларитом. Установлено, что первичным минералом руд является пентландит, который впоследствии замещался виоларитом.

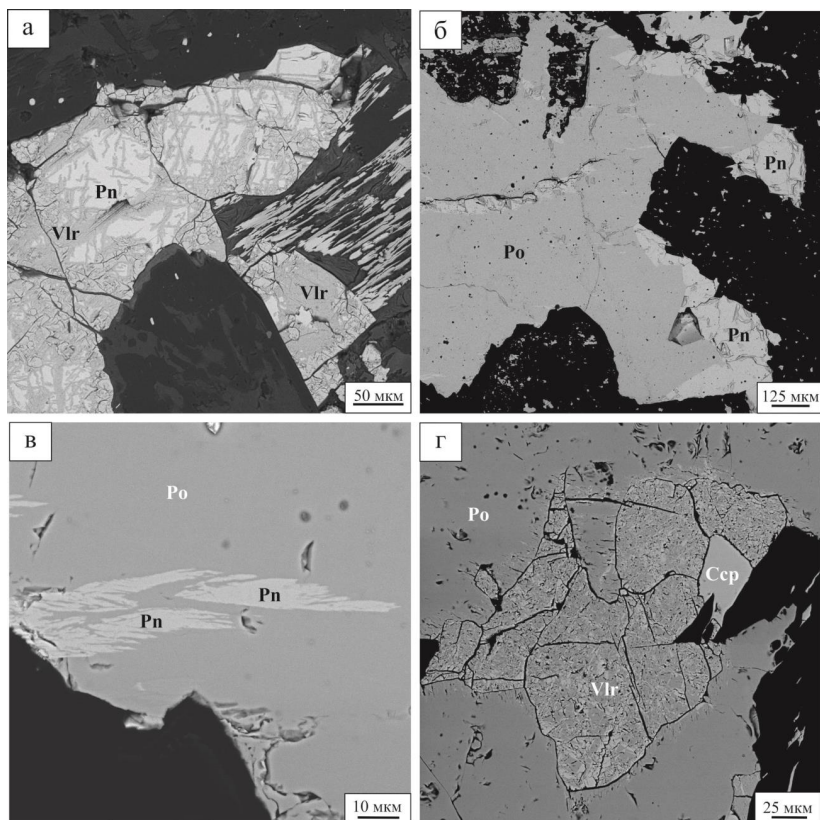


Рис. 1 Медно-никелевая минерализация рудопроявлений Ближнее (а) и Дальнее (б-г): а – пентландит, замещаемый виоларитом; б – пирротин в сростании с пентландитом; в – ламелли пентландита в пирротине; г – сростания пирротина, пентландита (замещенного виоларитом) и халькопирита Pn – пентландит, Vlr – виоларит, Po – пирротин, Ccp – халькопирит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пармузин Н. М., Мазуркевич К. Н., Семенова Л. Р., Коссовая О. Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-39 – Нарьян-Мар. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 393 с. + 32 вкл.
2. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания // Издательство иностранной литературы. Москва. 1962. 1134 стр.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕЧИВЕЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Мечивеевская площадь, как перспективная для поисков меднопорфирового и сопряженного оруденения, была выделена специалистами ЦНИГРИ в пределах Эвенско-Пареньской металлогенической зоны Охотско-Чукотского ВПП. На площади выявлены сульфидно-кварцевые жильно-прожилковые зоны, которые являлись объектами исследования авторов.

По вещественному составу выявленные проявления рудной минерализации разделяются на три типа:

- полиметаллический (галенит-сфалеритовый) с низкими содержаниями Au и Ag;
- полиметаллический (сфалерит-галенитовый) с повышенными содержаниями Au и Ag;
- золото-пиритовый.

Расстояние между изученными проявлениями составляет 2–4 км.

Целью исследований являлось определение физико-химических условий рудообразования по термобарогеохимическим и изотопно-геохимическим данным. Микротермометрические анализы флюидных включений в кварце (рис. 1) и определения изотопного состава серы сульфидов выполнены в отделе минералогии и изотопной геохимии ЦНИГРИ. Результаты представлены в таблицах (табл. 1, табл. 2).

Таблица 1

Изотопно-геохимические характеристики сульфидной минерализации различного типа

№ образца	Минерал	d	T, °
Полиметаллический тип			
20082	Пирит	+5,5	270
	Галенит	+2,0	
20061	Пирит	+3,4	200
20061	Галенит	−1,2	
20079	Пирит	+3,3	210
	Галенит	−1,1	
20235	Пирит	+2,1	270
	Сфалерит	+1,1	
Золото-серебро-полиметаллический тип			
20408	Пирит	+1,3	400
	Галенит	−1,0	
20228	Пирит	+0,9	-

Золото-пиритовый тип			
20047	Пирит	–2,3	-
20102	Пирит	–4,8	-
20620	Пирит	–3,1	-

Примечание. T – температура минералообразования по серно-изотопному геотермометру [2].

Установлено, что кварц разнотипных жил с полиметаллическим оруденением содержит близкие по составу газово-жидкие включения, что позволяет предполагать для них общий магматогенный источник рудообразующих флюидов. Начало плавления льда после замораживания растворов во включениях происходит при температурах –25...–23 °С, что указывает на щелочно-хлоридный (NaCl–KCl) состав солей [1]. Концентрация растворов, определенная по температуре плавления последнего кристалла льда [4], составляет 8–12 мас.% NaCl-экв. Изотопный состав серы, близкий к «метеоритному» уровню, указывает на связь оруденения с глубинным магматизмом.

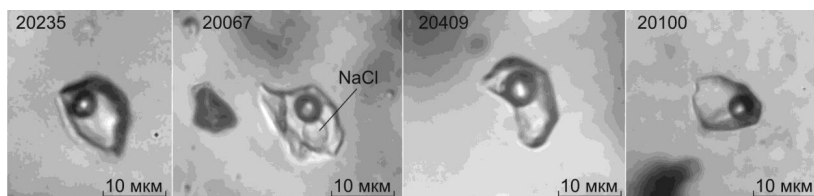


Рис. 1. Флюидные включения в жильном кварце Мечивеевской площади

Таблица 2

Параметры флюидных включений в жильном кварце рудопроявлений различного типа

№ обр.	Температура, °		Соленость мас.% NaCl-экв.
	Плавления льда (* – растворения галита)	Гомогенизации (в жидкую фазу)	
Полиметаллический тип			
20067	230...235*	230–260	33,7–34,0
20235	–8,6...–7,3	170–195	12,4–10,9
Золото-серебро-полиметаллический тип			
20409	–7,6...–7,1	290–330	11,2–10,6
20408	–6,3...–4,3	180–210	9,6–6,9
Золото-пиритовый тип			
20100	–2,3...–2,1	245–275	3,9–3,6
20464	–2,5...–2,3	235–245	4,2–3,9

Температуры минералообразования, определенные по серноизотопному геотермометру, соответствуют температурам гомогенизации флюидных включений близки, что свидетельствует о низком давлении (от 100 до 50 бар при температурах от 330 до 200 °С, соответственно) и близповерхностном уровне рудоотложения [3,4].

В распределении термобарогеохимических и изотопно-геохимических характеристик полиметаллического оруденения отмечается отчетливая зональность. Жилы с повышенными содержаниями благородных металлов характеризуются наиболее высокими значениями температур и давлений. Снижение *PT*-параметров минералообразования сопровождается повышением концентрации растворов (вплоть до 34 мас.% NaCl при их вскипании) и увеличением доли тяжелого изотопа серы в составе сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$ от +1 до +5,5‰)

Золотоносные пирит-кварцевые прожилки были образованы при участии разбавленных (3,5–4 мас.% NaCl-экв) растворов гидрокарбонатно-сульфатного состава ($\text{NaHCO}_3\text{--Na}_2\text{SO}_4\text{--K}_2\text{SO}_4$), о чем свидетельствует температура начала плавления льда во включениях, заключенная в интервале $-3.5\ldots-3.0$ °С [1]. Включения гомогенизируются при температуре 275–235 °С и давлении 50–30 бар. Близповерхностная окислительная обстановка, характерная для внутренних частей эпитермальных систем, подтверждается установленными вариациями $\delta^{34}\text{S}$ от $-2,3$ до $-4,8$ ‰ [2]. По данным А.В.Тышкевич, в непосредственной близости от зон развития золото-пиритовой минерализации широко развиты метасоматиты кварц-каолинит-алунитового состава, которые являются надежным признаком обстановок формирования эпитермального Cu-Au оруденения т.н. «высокосульфидизированного» типа [5].

Полученные данные позволяют предполагать принадлежность всех типов изученной рудной минерализации к различным зонам верхнего уровня (не более 0,5–1 км от палеоповерхности) единой порфирово-эпитермальной рудно-магматической системы [5]. Эпитермальные жилы с полиметаллическим ($\pm \text{Ag-Au}$) оруденением локализованы во внешней зоне системы, а золото-пирит-адюляр-кварцевые жилы — вблизи ее центральной части. Осевая зона, которая в наименьшей степени эродирована и может вмещать скрытые золоторудные тела, маркируется полями развития надрудных алунит-каолинитовых метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. №8. С.16–27

2. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода / В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. -М.: Мир, 1982. С.403–450.
3. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. -М: Мир, 1987. 1160 с.
4. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // In De Vivo B, Frezzotti M.L. (eds) Fluid inclusions in minerals, methods and applications // Blacksburg, Virginia Tech. 1994. P. 117–130.
5. Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. V.105. P. 3–41.

СОДЕРЖАНИЕ

Аббасов Н.А., Баламмадов Ш.Р. (Бакинский Государственный Университет), Сафари М.Г. (ИИР), Рустамова Р.Е. (Бакинский Государственный Университет), Гусейнова А.Н. (НАН)	
МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ КОШКАРЧАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЯ МАЛОГО КАВКАЗА	2
Алферова В.А., Селиванов П.В., Бужинская Е.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»), Е.В. Ковальчук (ИГЕМ РАН)	
ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ШИЛГОН	8
Антонец А. В. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)	
АНАЛИЗ КАЧЕСТВЕННЫХ И КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК РУДНО-РОССЫПНЫХ УЗЛОВ В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ АССО	11
Ахмедов Д. А. (ФГАОУ ВО СФУ)	
ХАРАКТЕР РАЗМЕЩЕНИЯ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В КУРГУШИБИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)	14
Барабаш Е.О., Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. (ИГМ СО РАН, НГУ)	
ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ ПО ИНДИКАТОРНЫМ МИНЕРАЛАМ КИМБЕРЛИТОВ ИЗ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	20
Бужинская Е.В., Панасенко Ю.М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)	
МОДЕЛЬ ЗАВИСИМОСТИ СОДЕРЖАНИЙ ЗОЛОТА ОТ СОДЕРЖАНИЙ МЫШЬЯКА ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ ШИЛГОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И ЕЁ ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ	25
Видавский В.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ») Научные руководители работы: Бондаренко Н.В., зав. отделом; Шатилова Л.В., с.н.с.	
МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА БЛЭНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)	26
Вьюкова А.М. (ФГБУ «ЦНИГРИ»), Зыкова Е.Д. (ФГБОУ ВО МГРИ)	
СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ШЛИХОВ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОРА И УЧАСТКА АТЫКАН	32
Гадельшин Р. И. (ФГБУ «ЦНИГРИ»)	
НАКОПЛЕНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЙ-ВЕНДСКОЙ МЕДЕНОСНОЙ МОЛАССЫ В ПРЕДЕЛАХ ИГАРСКОГО ПАЛЕОРИФТОГЕННОГО РАЙОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	36
Грязнов Д. А. (ООО «ВИБРОТЕХНИК»)	
ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ ТВЕРДЫХ ПРОБ ПРИ ПЕРЕРАБОТКЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ НА ПРИМЕРЕ РАБОТЫ ИСТИРАТЕЛЕЙ ВИБРАЦИОННЫХ	39

Гудимова А.И., Агашева Е.В. (ИГМ СО РАН) СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ ВЫСОКОАЛМАЗОНОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ИМ. В. ГРИБА (АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ): ДАННЫЕ ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ КСЕНОКРИСТОВ ХРОМДИОКСИДА И ГРАНАТА ИЗ КРАТЕРНОЙ И ДИАТРЕМОВОЙ ЧАСТЕЙ ТРУБКИ.....	41
Джуманиязов Д.И., Мусаев А.М., Каримова Ф.Б. (ИГиГ) РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЧАРМИТАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ НУРАТАУ).....	48
До М.Ф. ^{1,2} , Фан Т.Х., ^{1,3} Игнатов П.А. ¹ (¹ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, ² Вьетнамский геофизический отдел, г. Ханой, Вьетнам, ³ Горно-геологический университет, г. Ханой, Вьетнам) РУДОВМЕЩАЮЩАЯ СТРУКТУРА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА, МЕДИ И УРАНА КОН РА, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ВЬЕТНАМ	52
Журабеков Н. Ж., Хайдарова А. Б. (Университет Геологических Наук (УГН)) ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ И ЕЕ РАЗВИТИЕ В УЗБЕКИСТАНЕ	58
Зайцева М.Н. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТОКМИНСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ.....	63
Иванова Н.Д., Кефели У.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ПОГРЕБЕННОЙ РОССЫПИ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ДЖОЛАКАГ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)).....	66
Иванова О.А. (ИГМ СО РАН, НГУ), Похиленко Н.П. (ИГМ СО РАН, НГУ), Афанасьев В.П. (ИГМ СО РАН) ОНТОГЕНЕЗ АЛМАЗОВ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СНЭП ЛЕЙК (КРАТОН СЛЕЙВ, КАНАДА).....	72
Извекова А. Д., Дамдинов Б. Б., Москвитина М. Л. (ГИН СО РАН) МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД КЕДРОВСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	76
Калина В.А., Макарьев Л.Б. (ФГБУ «ВСЕГЕИ») ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ПРИЗНАКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЛИНСКОГО ТИПА В ДЖЕЛИНДИНСКО-ОТТАХСКОМ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОМ РАЙОНЕ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	79
Кисельников Ю.В. (ФГБУ «ВСЕГЕИ», СПбГУ), Шнейдер А.Г. (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Проскурнин В.Ф. (ФГБУ «ВСЕГЕИ») ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН БОРЗОВСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР).....	82

Климцев П.В., Еременко Р.У., Игнатов П.А., Поляков В.М. (ФГБОУ ВО МГРИ) КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ДВУХ ПЛОЩАДЕЙ – С КИМБЕРЛИТОМ И БЕЗ ТАКОГО	87
Ковалев А.А., Макаров В.А. (ФГАОУ ВО СФУ) ГАЗОВЫЕ СИСТЕМЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХНЕ-ЕНАШИМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВЕРУ) (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)	92
Козлов Г.А. (ФГБУ «ВСЕГЕИ») МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ СТРАТИФОРМНОГО В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ Pb-Zn ОРУДЕНЕНИЯ КЕТЕМЕНСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА. РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)	98
Корякина А.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, ИГЕМ РАН), Плотинская О.Ю. (ИГЕМ РАН) ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЗЭ В ГРАНАТАХ НА ТАРУТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ МЕДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ	102
Косбергенов К.М., Утамуродов Э.А., Ганиев С.С. (ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева) ДАЙКИ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ КАРАТАУСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (ЮЖНОЕ НУРАТАУ, ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)	105
Костина Е.Д. (ФГБУ «ЦНИГРИ») МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА СУЛЬФИДНЫЙ, УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ШХИПЕРОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	110
Крылов И.О. (МГУ им. М.В. Ломоносова), Никулин И.И. (ООО «Норникель Технические Сервисы»), Калашников А.О. (Геологический Институт КНЦ РАН) ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНЫХ ВКРАПЛЕННЫХ РУД В ПИКРИТОВЫХ ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ АТОМАРНОГО АНАЛИЗА С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕОРИИ ФРАКТАЛОВ	111
Мамедов В.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова), Макарова М.А. (ИГЕМ РАН), Шипилова Е.С. (ИГЕМ РАН), Внучков Д.А. (МГУ имени М.В. Ломоносова), Боева Н.М. (ИГЕМ РАН), Лопухин М.А. (ФБУ «ГКЗ») ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КАЧЕСТВО БОКСИТОВ НА ПРИМЕРЕ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА)	114
Михайленко Д.С., Корсаков А.В., Губанов Н.В. (ИГМ СО РАН), Подугольников Е.В., Степанов А.С. (СГУ) МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КСЕНОЛИТАХ ЭКЛОГИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ	118

Муромцев Е.А. (ФГАОУ ВО СФУ) ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «ЛИНЕЙНОЕ» РАССОХИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА.....	123
Назаров Ж.А. (ГУП «Регионалгеология») РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТА КИИКТАУ	128
Орипов С.Г. (ННУз, г. Ташкент, Узбекистан), Антонов А.Е. (B2Gold Corporation, г. Ванкувер, Канада) ПРОДУКТЫ ГЕРЦИНСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНЕЗА В САРДАРИНСКОЙ ВПАДИНЕ И ЕЕ ПАЛЕОЗОЙСКОМ ОБРАМЛЕНИИ (КЫЗЫЛКУМЫ, УЗБЕКИСТАН)	131
Панасенко Ю. М. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУАВТОМАТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ КОСМОСНИМКОВ (SCP) В ПРОГРАММЕ QGIS ПРИ ПОДГОТОВКЕ К ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ПЛОЩАДЕЙ.....	135
Парфенов А.В., Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А. (ИГЕМ РАН), Vural Oyan (Van Yüzüncü Yıl University), Yavuz Özdemir (Turkey Department of Geological Engineering), Рассохина И.В., Садасюк А.С. (ИГЕМ РАН) ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МАНТИЙНОГО ИСТОЧНИКА ЩЕЛОЧНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ Pb-Sr-ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ ЛАВ ПЛАТО АЛЕМ-ДАГ).....	138
Пархачева К.Г. (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РИФЕЙСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ КЫВВОЖСКОГО РАЙОНА (СРЕДНИЙ ТИМАН).....	142
Попова Д.О., Шеметов В.А., Матвейчук А.А. (ОСП Ангарская экспедиция АО «Урангео» АО «Росгео») ОПЫТ ПРОГНОЗА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ НОВОГО НЕРУНДА – МАМСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО РАЙОНА НА ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ.....	146
Сагдиева А. П., Будрик В. Г., Агабекян А. А. (ФБУ «ГКЗ») ВЛИЯНИЕ НЕДОСТАТКОВ ИЗУЧЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ МАССЫ НА ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКУЮ ОЦЕНКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	151
Сватков А.С. (ФГБУ «ЦНИГРИ») СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГО ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА, СРЕДНЕСУМИХИНСКОГО И НИЖНЕСУМИХИНСКОГО ЗОЛОТО-РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	156
Серебрянников А. О., Логвинова А. М. (ИГМ СО РАН) ПРИМЕСЬ ВАНАДИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ ИЗ АЛМАЗОВ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЙ ИНДИКАТОР.....	160

Сильянов С.А., Сазонов А.М., Лобастов Б.М., Шадрин Д.А. (ФГАОУ ВО «СФУ») ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ в ПИРИТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА СОВЕТСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)	166
Сомов Н.А. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ШЛИХО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	171
Старостин И.А., Гирфанов М.М. Андреев А.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ») ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И «СКРЫТАЯ» МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫКЧАДР (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)	176
Сучков А.В., Выдрич Д. Е. (ФГБУ «ВИМС») ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЗВОНКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ).....	181
Тухтасинов А.Х., Хусанбаев Д.Х. (НУУз) СОВРЕМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ УЗБЕКИСТАНА ПО КЛАСТЕРНОМУ АНАЛИЗУ	185
Тышкевич А.В. (ФГБУ «ЦНИГРИ») МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БЫСТРОЕ (МЕЧИВЕЕВСКАЯ ПЛОЩАДЬ)	191
Усманова Ш.В. (НУУз), Каримова Ф.Б. (Институт геологии и геофизики Х.М. Абдуллаева) ИЗУЧЕНИЕ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛМАЛЫКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ.....	196
Фан Т.Х. ^{1,2} Петров А.В. ¹ , До М.Ф. ^{1,3} (РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, МГРИ; Ханойский горно-геологический университет Вьетнама, Геофизическая Федерация, Главного управления геологии и полезных ископаемых Вьетнама) ОЦЕНКА СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЬЕТНАМА	201
Федоров Ю.А. (ГУП «Регионалгеология»), Стельмах А.Г. (НУУз) ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕРХНЕ-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ	205
Целуйко А.С. (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН) ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОТЕРМОМЕТРОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУД ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	210
Чаринцев К. А. (АО «ГНПП «Аэрогеофизика») КОМПЛЕКСНАЯ АЭРОМАГНИТНАЯ И АЭРОГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БПЛА В ЗАБАЙКАЛЬСКОМ КРАЕ.....	213

Чиникулов Г.Р. (ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева) СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЕВОЙ БАЗЫ ДЖЕНГЕЛЬДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ СКЛОНЫ САНГРУНТАУ).....	215
Чумаков А.В. (ООО «ЦНТ Инструментс», СПбГУ), Аликин О.В. (ООО «ЦНТ Инструментс») ПРИМЕНЕНИЕ УНИВЕРСАЛЬНОЙ ТЕХНОЛОГИИ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВЫХ РУД КАШТАУСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ (КЕМЕРОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)	217
Шадчин М.В. (ФГАОУ ВО СФУ) ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ХАЛЬКОПИРИТА МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АК-СУГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)	223
Шипнигов А.А., Собенников Р.М., Епифоров А.В., Мусин Е.Д. (АО «ИРГИРЕДМЕТ») ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИИ КУЧНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЗОЛОТОУРАНОВЫХ РУД.....	229
Шишкина О.Ю. (НУУз) КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ – КАК ОСНОВА ДОСТОВЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	233
Шмакова А.М. (ИГ Коми НЦ УрО РАН, ФГБУ «ВСЕГЕИ») МЕДНО-НИКЕЛЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МЕТАГАББРОИДАХ СЕВЕРНОГО ТИМАНА.....	237
Шумилин Д.А., Берковский Е.М., Кочетова К.Н. (ФГБУ «ЦНИГРИ») УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕЧИВЕЕМСКОЙ ПЛОЩАДИ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	240

УДК 553.41/.82.04 (043.2)
ISBN 978-5-85657-033-4

Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче. Сборник тезисов докладов III Молодежной научнообразовательной конференции ЦНИГРИ. (10-12 апреля 2022 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). М. : ЦНИГРИ. 2022. 250 с.

В сборник включены 57 докладов, представленных на III Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». Цель конференции – развитие научного и творческого потенциала молодых ученых и специалистов в области геологии, формирование кадров научно-прикладного направления. В тезисах докладов представлены материалы по следующим темам: металлогения, минерагения и рудогенез; прогноз, поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых; разработка прогнозно-поисковых и геолого-генетических моделей месторождений твердых полезных ископаемых; методы изучения вещественного состава пород и руд; физико-химические условия минералообразования; геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и участков недр; использование геоинформационных технологий и пространственных данных в геологической отрасли; современные технологии добычи и переработки минерального сырья. Материалы конференции ориентированы на молодых ученых и специалистов по различным направлениям наук о Земле.

Научно-техническое издание

Тезисы докладов не рецензировались. Публикуются в авторской редакции.

Сдан в набор 22.03.22 Подписано в печать 28.03.22

Печать цифровая. Тираж 50 экз.

Полиграфическая база ФГБУ «ЦНИГРИ».

117545, Варшавское шоссе, дом 129, корп. 1