

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

СБОРНИК ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ
РУДНАЯ ШКОЛА ЦНИГРИ 2025

«Минерально-сырьевая база алмазов, благородных
и цветных металлов – от прогноза к добыче»

Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»
12–14 февраля 2025

Москва
ЦНИГРИ
2025

УДК 553.41/.82.04 (043.2)
Р83

Рудная школа 2025. Сборник тезисов докладов (12–14 февраля 2025 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). – М. : ЦНИГРИ, 2025. – 124 с.

ISBN 978-5-85657-049-5

В сборник включены 44 тезиса докладов, представленных на Рудной школе ЦНИГРИ 2025 «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». Цель школы – 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 школы ориентированы на молодых ученых и специалистов по различным направлениям наук о Земле.

Научно-техническое издание

Тезисы докладов не рецензировались.
Публикуются в авторской редакции.

Сдано в набор 29.01.2025. Подписано в печать 08.02.2025
Печать цифровая. Тираж 50 экз.

Полиграфическая база ФГБУ «ЦНИГРИ»:
117545, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

АЛМАЗЫ И БЛОКЧЕЙН: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ РОССИИ

Алмазодобывающая отрасль России занимает лидирующие позиции в мире, но сталкивается с вызовами, такими как нестабильный спрос, истощение ресурсов, необходимость инвестиций, несовершенство законодательства, контрабанда и др.

Блокчейн, технология децентрализованного хранения данных, может стать эффективным инструментом для решения проблем алмазной промышленности.

Она обладает такими преимуществами:

- Блокчейн обеспечивает прозрачность, неизменность и децентрализацию данных [4].
- Технология уже успешно применяется в логистике и финансах [3].

Блокчейн позволяет отслеживать путь алмаза от добычи до потребителя, подтверждая его подлинность и этичность [2].

Сертификаты на основе блокчейна содержат информацию о характеристиках алмаза, его происхождении и владельце, что упрощает оценку и продажу [1].

Блокчейн может автоматизировать таможенное оформление и торговлю алмазами [1].

Уже сегодня существуют примеры успешного применения блокчейна в алмазной промышленности. Так, De Beers и «АЛРОСА» инвестируют в блокчейн-платформы для обеспечения прозрачности сделок с алмазами. Компании Arctic Canadian Diamond Company и ИНС Mining с 2018 года используют блокчейн для подтверждения этичности происхождения алмазов.

Интересно отметить, что блокчейн-технологии находят применение не только в сфере торговли алмазами, но и в других отраслях. Например, компания Pure Diamond Lab использует блокчейн для отслеживания лабораторно выращенных алмазов, а в электронной промышленности блокчейн применяется для гарантии подлинности товаров.

Внедрение блокчейна в российскую алмазную промышленность может принести значительные экономические и социальные выгоды:

Экономические выгоды	Социальные выгоды
Повышение эффективности отрасли за счет автоматизации процессов и сокращения издержек	Борьба с незаконным оборотом алмазов и сокращение финансирования конфликтов
Увеличение объемов продаж благодаря повышению доверия потребителей и упрощению процесса купли-продажи	Создание новых рабочих мест в сфере информационных технологий
Развитие новых бизнес-моделей и создание новых рынков	Повышение прозрачности и ответственности отрасли
Обеспечение прозрачности в промышленных платежах	Гарантия этичной добычи алмазов

Блокчейн может стать ключевым инструментом для решения проблем российской алмазной отрасли и повышения ее конкурентоспособности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Генкин А. Блокчейн. Как это работает и что ждет нас завтра. – М. : Альпина Паблицер, 2023. – 455 с.
2. Ефанов Д., Рощин П. Всепроникающая технология блокчейн // Procedia Computer Science. – 2018. – V. 123. – P. 116–121.
3. Костюкова Е. Н. Блокчейн и направления его использования в логистике в условиях цифровой трансформации. // Цифровая трансформация. – 2020. – № 3. – С. 39–44. DOI: <https://doi.org/10.38086/2522-9613-2020-3-39-44>
4. Свон М. Блокчейн. Проект новой экономики. – O'Reilly Media, Inc, 2015. – С. 152.

Бадмажапов Б. Б.¹, Дамдинов Б. Б.²

¹ Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ,

² ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ ОЗЕРНОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Озерное свинцово-цинковое месторождение расположено, согласно данным [1, 2], в пределах Озернинского рудного узла Еравнинского рудного района Бурятской Республики.

В региональном тектоническом плане Еравнинский рудный район относится к Удино-Витимской зоне палеозоидов Байкало-Витимской складчатой системы, согласно [3]. Для этой территории характерно циклическое развитие, объединяющее вещественные комплексы разных геологических эпох: каледонской, раннегерцинской и позднегерцинской. Эти комплексы формировались в различных геодинамических условиях.

Все породы разреза Озернинского рудного узла содержат сульфиды, в основном пирит. Сульфидные рудные тела находятся на разных уровнях разреза рудовмещающей толщи кембрийского возраста и представлены пластовыми и пластообразными залежами, разделенными безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м.

В 2022–2023 гг. были отобраны пробы из керна скважины OZGM-0007 на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении. Образцы, отобранные в интервале 134,3–171,7 м, включали слоистые, брекчиевые, массивные, жильные руды с разной степенью метасоматического и метаморфического преобразования. Также исследовались образцы руд из карьера.

Аналитические исследования руд были выполнены в Центре коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института СО РАН в г. Улан-Удэ. Химические составы минералов были определены с использованием сканирующего электронного микроскопа Leo-1430 с приставкой для количественного анализа Inca-Energy. Содержание микропримесей в сульфидах было определено методом LA-ICP-MS в ИГЕМ РАН.

Среди главных рудных минералов в рудах преобладают пирит, сфалерит и галенит. В меньших количествах присутствуют халькопирит, арсенопирит, пирротин и гематит.

Пирит представлен в трех генерациях. Пирит-I осадочно-диагенетического происхождения встречается очень редко. Присутствует в виде сфалерит-галенит-пиритовой почки (сульфидный гель) размером до 300 мкм. Содержит среднее количество примесей, ppm: As – 500, Ag – 700, Sb – 1240, Cd – 540. Содержание Cu низкое (12–30 ppm). Пирит-II (кристаллически-зернистый) формируется при кристаллизации сфалерита и галенита. Кристаллы пирита приобретают пентагон-додекаэдрическую форму и достигают размера 200 мкм. Содержание Ag снижается до 30 ppm, а Ga и Ge, Sb – до 57 ppm. Значительная часть микроэлементов теряется. Пирит-III – основной минерал сульфидной ассоциации. Образует гипидиоморфные выделения в сульфидных рудах вместе со сфалеритом, халькопиритом и галенитом в виде обособлений бесформенного вида. Для пирита-III характерны аномальные содержания Mn до 90 000 ppm, Ag – 200, Sb – 30, Cd – 70 ppm. Присутствует незначительная примесь Ga, Ge, Mo, V. При этом Pb-Zn примесь практически отсутствует.

Сфалерит встречается в разных формах: как цемент для пирита-I в мелкозернистых полосчатых рудах; как прожилковидные выделения с неровной и шероховатой поверхностью, интенсивно замещающие кристаллы арсенопирита; в крупных агрегатах в кварц-сульфидных прожилках. В крупных выделениях сфалерита наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Сфалерит, а также другие рудные минералы, присутствуют в виде включений в пирите.

Арсенопирит представлен кристаллами ромбообразной и угловатой формы с ровными границами. Часто развивается в кварцевых или кварц-сульфидных микропрожилках. Размер кристаллов от 0,1 до 1 миллиметра.

Халькопирит встречается в виде редких зерен угловатой и неправильной формы, размером до 150 мкм. Преимущественно находится в кварц-сульфидных прожилках. В полосчатых мелкозернистых рудах не наблюдается. Также диагностируется в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите из кварц-сульфидных прожилков и часто встречается в сростках с галенитом.

Исследования показали, что в рудном слое происходят изменения состава минералов и содержания полезных элементов. При осаждении сульфидных гелей смешанного состава происходила последующая дифференциация на уровне минералов. В результате перекристаллизации происходило укрупнение сульфидного агрегата, включая сфалерит и галенит. Выяснение условий формирования жил и рудных брекчий требует дальнейших исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант №22-17-00106.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В. [и др.] История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – № 5. – С. 589–614.
2. Гордиенко И. В., Нефедьев М. А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т 57, № 2. – С. 114–124.
3. Минина О. Р., Доронина Н. А., Некрасов Г. Е., Ветлужских Л. И., Ланцева В. С., Аристов В. А., Наугольных С. В., Куриленко А. В., Ходырева Е. В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. – 2016. – № 3. – С. 63–84.

Барова Е. В.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЛОКТЕВСКО-РЕМОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

На сегодняшний день свинец и цинк входят в группу полезных ископаемых, которые недостаточно обеспечены запасами при современных уровнях добычи. В Российской Федерации выделены 13 минерагенических зон, вмещающих полиметаллические месторождения всех типов, соответствующих международной классификации. Одной из перспективных на обнаружение и отработку новых рудопоявлений является Рудноалтайская минерагеническая зона. В ее пределах локализованы три рудных района: Золотушинский, Рубцовский и Змеиногорский, каждый из которых ранее обрабатывался в разной степени. В 2022 г. возобновлены поисковые работы в пределах Золотушинского района в целях восполнения минерально-сырьевой базы свинца и цинка в России.

По отношению к крупным геологическим структурам Золотушинский рудный район расположен на Алейском поднятии, с его юго-западной стороны в непосредственной близости к Иртышской зоне смятия, от которой отделяется Иртышско-Маркакольским разломом. Вся территория относится к вулкано-тектонической депрессии, характеризующейся сочетанием складок разных видов, разрывных нарушений и построек палеовулканов.

Оконтуривание рудных узлов в пределах описанного района происходит за счет распространения установленных геологических рудоносных формаций. На Рудном Алтае определены два их вида: нижняя – базальтсодержащая андезит-дацит-риолитовая известково-кремнисто-терригенная (РКТ) и верхняя – контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная (БР) [3]. Рудоносные породы датируются от эмского яруса раннего девона (D_1e) до франского яруса позднего девона (D_2fr). На карте докайнозойских отложений в Золотушинском районе по крупным выходам упомянутых формаций выделяются пять рудных узлов: Локтевско-Ремовский, Николаевский, Золотушинский, Каменско-Александровский и Титовско-Гериховский.

Рассматриваемый в настоящей работе Локтевско-Ремовский рудный узел располагается в северо-западной части рудного района с простиранием в север-северо-западном направлении. Здесь большее распространение имеет нижняя субформация нижней рудоносной формации

РКТ, которая сопоставима с туфогенно-осадочной толщей мельничной свиты (алевролиты кремнистые, песчаники, туфопесчаники, туфы кислого и основного состава). На северо-востоке предшественниками были выделены туфопесчаники как часть туфогенно-осадочной толщи, относящиеся к нижней каменевской подсвите, что говорит о присутствии верхней формации. Также на юго-востоке туфопесчаники отделяются локальным тектоническим нарушением, исходящим от Алейского разлома. Однако они относятся к надрудным формациям (D_3sn) [2]. В качестве подстилающих пород выступают метаморфические сланцы известково-терригенной метаморфизованной формации предположительно ордовикско-силурийского возраста.

На территории всего рудного узла отмечаются два крупных выхода девонских отложений, которые разделены Алейским разломом субпараллельно. Территориально разлом разделяет узел поровну и образует два рудных поля: Локтевское на севере и Ремовское на юге. Почти со всех сторон интрузивные массивы омывают выходы, а Каменевский субвулканический комплекс прорывает их толщи.

Локтевское рудное поле структурно представляет собой синклиналиную складку, заостренную на северо-западе. В ее строении принимают участие породы мельничной свиты (преимущественно кремнистые алевролиты верхней подсвиты с прослоями кислых туфов и песчаников). В южной части поля в ядре наблюдаются отложения каменевской свиты. В разрезе угол падения варьируется от 20 до 50° [2]. Локтевский и Устьянский гранитные массивы ($\gamma, \gamma T D_3 u$) срезают и перекрывают пликативную деформацию по обе стороны ее простираения. Субвулканические породы сформированы в палеовулканические аппараты, не всегда выходящие на поверхность, субсогласные силлы риолитового состава и реже дайки долеритового состава.

Ремовское рудное поле смято во флексуорообразную структуру, сочетающую две синклинали и одну антиклиналь вблизи друг друга. Складки сложены в большей степени кремнистыми алевролитами и песчаниками мельничной свиты. Крылья пологие, угол падения не более 10°. Толща также состоит из углеродистых алевролитов и туфов среднего состава. Треть рудного поля занимают кислые субвулканические породы Каменевского комплекса, которые, как и на Локтевском поле, образуют постройки палеовулканов и силлы кислого состава; дайки долеритов здесь единичны. С западной стороны рудное поле ограничивает Ремовский гранодиоритовый массив ($\gamma \delta C_1 v_1$).

Для оценки перспектив выявления колчеданно-полиметаллического оруденения следует обратиться к поисковым моделям известных месторождений. Несмотря на то, что в Локтевско-Ремовском рудном узле уже есть медное месторождение Локтевское, обработка которого проводилась в 1727 г. [2], с того времени сохранилось мало геологической информации. Ближайшее месторождение со схожими данными – Новозолотушинское, характеризующееся эмс-раннеживетским циклом вулканизма с проксимальными рудными залежами [1]. Рудовмещающие породы (алевролиты кремнистые) относятся к туфогенно-осадочной пачке базальтсодержащей андезит-дацит-риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации. Месторождение находится на краевой части Успенско-Раздольнинской вулкано-тектонической депрессии. Рудные тела в форме линз и пластов, согласно залегающие в толще, образуют два горизонта. Минерализация руд отвечает колчеданно-полиметаллическому, колчеданно-медно-цинковому, колчеданно-свинцово-цинковому, медноколчеданному типам. Текстуры массивные, брекчиевые, полосчатые, слоистые, прожилково-вкрапленные.

В сравнении с месторождением-эталоном Локтевское и Ремовское поля также относятся к проксимальным залежам. Предшественниками были проведены буровые работы, которые вскрыли минерализацию, однако ввиду технической ограниченности выход ядра низкий и редко превышал 50 %. Тем не менее из анализа фондовых материалов можно сделать вывод о наличии одного горизонта минерализации мощностью 30 м и протяженностью более 2 км на Ремовском рудном поле и не менее двух – мощностью 10–25 м и протяженностью более 1,2 км – на Локтевском. Также ранее предшественниками было проведено опробование ядра. Максимальные значения металлов на Ремовском участке составляют $Cu:Pb:Zn = 0,55:1,35:4,19$, на Локтевском – $Cu:Pb:Zn = 4,66:2,91:1,67$. Предполагаемые типы минерализации: колчеданно-полиметаллический, колчеданно-медно-цинковый, колчеданно-свинцово-цинковый. Согласно описанию, текстуры руд прожилково-вкрапленные и вкрапленные.

Исходя из вышеуказанного, можно отметить близость геологических обстановок Локтевско-Ремовского рудного узла и месторождения-эталона Новозолотушинское, поисковые критерии которых частично совпадают. Полученные предшественниками данные о вскрытых скважинами зонах минерализации говорят о наличии поисковых признаков, соответствующих характеристикам эталонного месторождения. Таким образом, в пределах Локтевско-Ремовского узла присутствуют два колчеданно-полиметаллических рудопоявления рудноалтайского типа, для которых рекомендуется провести комплекс поисково-буровых работ в целях оконтуривания минерализованных зон, выделенных предшественниками.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В. [и др.] Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019. – 207 с.
2. Михайлов В. Ф. [и др.] Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Рудного Алтая (Листы М-44-31-А,Б,В (б, г) (отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 50 000 за 1964–1969 гг.). Т. 1. – Горняк : Министерство геологии РСФСР, 1969. – 447 с.
3. Петухов А. А., Серавина Т. В., Кузнецов В. В. [и др.] Особенности геологического строения Золотушинского рудного района и перспективы расширения МСБ Рудного Алтая (Алтайский край) // Сборник тезисов докладов XIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М. : ЦНИГРИ, 2024. – С. 293–295.

Васюкевич К. Е., Савельев А. Д.

ФГБУ «Институт Карпинского», г. Санкт-Петербург

ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БИЛЛЯХСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ АНАБАРСКОГО ШИТА

Билляхская шовная зона расположена в восточной части Анабарского шита и пересекает его с севера на юг с северо-западным простиранием. Она разделяет архейский Далдынский террейн и раннепротерозойский Хапчанский пояс Биректинского террейна (рис. 1). Подобные структуры зачастую являются металлотектами для целого комплекса полезных ископаемых, включая золото. Изучением коренных источников золота в пределах Билляхской шовной зоны в разное время занимались многие исследователи. По данным Рожкова и др. [4] и Рабкина [3], коренными источниками золота на Анабарском щите являются сульфидизированные гнейсы, приуроченные к минерализованным зонам дробления архейского возраста. По результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [2] в северо-восточной части Анабарского шита выявлены многочисленные пункты минерализации и площадные золоторудные проявления. Наиболее значимые из них приурочены к кварц-полевошпатовым и альбит-хлоритовым метасоматитам с густой вкрапленностью сульфидов. А. В. Толстовым выявлено [6, 7], что источниками россыпного высокопробного золота в восточной части Анабарского массива являются кварцевые или сульфидно-кварцевые жилы. Смеловым и др. [5] в Билляхской тектонической зоне прогнозируются месторождения Au, Cu, Mo, Ag медно-порфирирового типа. Однако у предшественников не сложилось единой точки зрения относительно структурно-вещественных особенностей, возраста и формационного типа рудного золота.

В рамках работ по ГДП-200 листов R-49-XXIII, XXIV (Куонамская площадь) было впервые выявлено и изучено Куранахское проявление золоторудной минерализации, которое находится на правом водоразделе реки Куранах в 2 км к востоку от Билляхского разлома (рис. 1). В ходе исследований был применен целый комплекс методов, включавший геохимическое опробование по первичным и вторичным ореолам рассеяния, штучное и бороздочное опробование, проходку канав, а также промывку шлихов. Геохимические и изотопные исследования проб проводились в лабораториях и центре изотопных исследований Института Карпинского.

В геологическом строении участка работ принимают участие пироксеновые гнейсы хардахской толщи, гранат-биотитовые, биотит-силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы хапчанской серии, пироксениты салтахского комплекса и граниты, гранито-гнейсы маганского комплекса. Метаморфические породы хапчанской серии слагают ядро синклинали складки шириной от 500 до 800 метров с крутопадающими крыльями (75–83°). Метаморфические породы хардахской толщи преимущественно слагают крылья структуры. Метабазиты салтахского комплекса залегают в виде линзовидных тел и будин мощностью до 100 м и протяженностью до 2 км в обрамлении складки на восточном крыле. Гранитоиды маганского комплекса образуют маломощные линзы (до 50 метров) по периферии складки. Все породы интенсивно катаклазированы, рассланцованы и дислоцированы (рис. 1).

Оруденение представляет собой совокупность минерализованных зон различной мощности и длины. По результатам опробования первичных ореолов рассеяния установлено, что наибольшие содержания золота тяготеют к западному крылу складки в контактовой зоне метаморфических пород хапчанской серии и хардахской толщи, а также к замковой части складки. Вмещающими породами являются метасадочные породы пестрого состава хапчанской серии: гранат-биотитовые, гранатовые гнейсы, кварциты, высокоглиноземистые породы – силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы. Вторичные изменения – пирит-кварц-полевошпатовые, хлорит-кварцевые метасоматиты в зонах дробления и катаклаза. Рудная минерализация преимущественно представлена пиритом, пирротинном, реже халькопиритом, молибденитом, гематитом, марказитом. Содержание рудной минерализации составляет в среднем 1–5 %, в единичных случаях – до 10 %.

В ходе полевых работ в пределах проявления выявлены маломощные зоны пирит-кварц-полевошпатовых метасоматитов с содержаниями золота в штучных пробах 0,17–1,40 г/т. Эти зоны прослежены на расстоянии 8,5 км при ширине выходов до 1 км. Метасоматиты образуют спорадически линейные линзообразные тела протяженностью от 1 до 1000 метров мощностью от 10 см до 2 м.

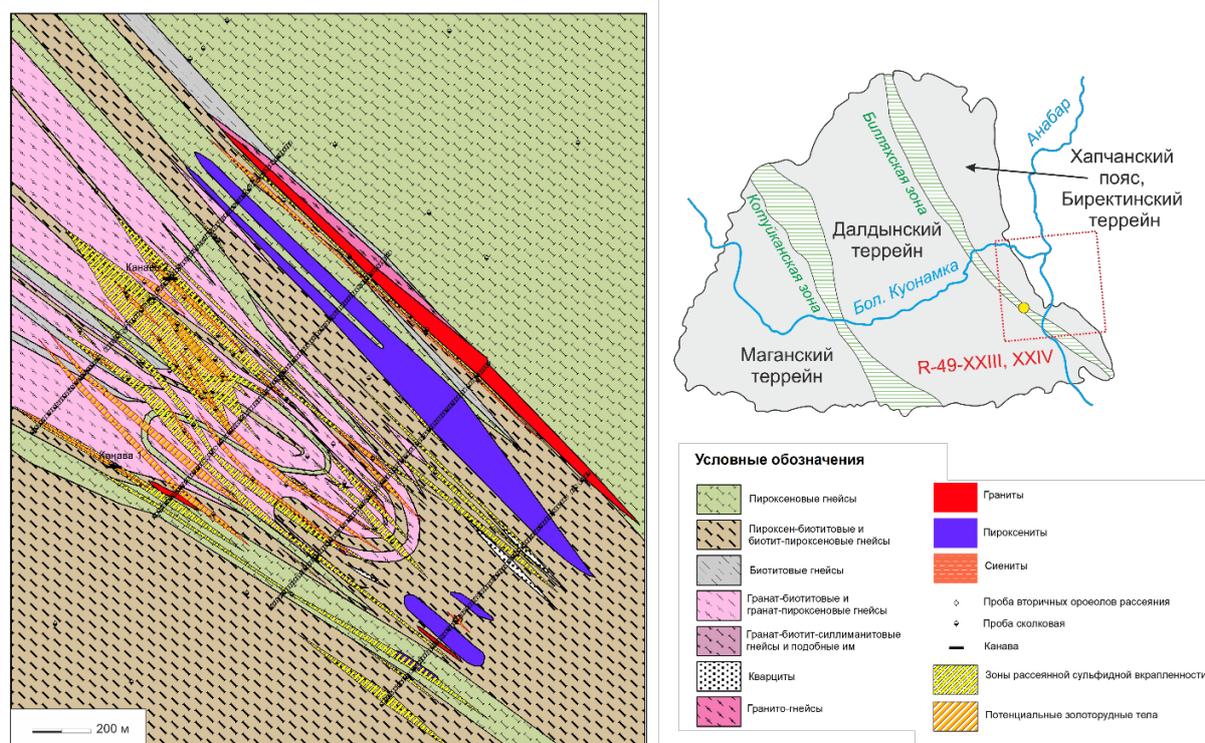


Рис. 1. Детальная геологическая карта Куранахского золоторудного проявления по материалам полевых работ Анабарской партии – 2 Института Карпинского (слева); упрощенная схема строения Анабарского щита с местоположением участка работ (справа)

В результате проведения горных работ минерализованные зоны вскрыты в коренном залегании. Канава пройдена на глубину 1,1–2,1 м, длина полотна 9,2 м, ширина – 0,6 м. Минерализованная зона мощностью 2 м отмечается в интервале 1–3 м, она сложена окварцованными и измененными гранат-биотитовыми гнейсами со вкрапленностью и прожилками пирита, расчлененными прожилками пирит-кварц-полевошпатового состава. Рудовмещающие породы – гранат-биотитовые плагиогнейсы хапчанской серии раннепротерозойского возраста с выраженными структурными деформациями зерен. Рудные минералы (около 8 %) представлены пиритом, гематитом, марказитом, пирротинном, халькопиритом, гидроокислами железа. В двух бороздовых пробах длиной по 1 м установлены содержания золота 0,15 и 0,36 г/т; в штучных пробах в хлорит-кварцевых и пирит-кварц-полевошпатовых метасоматитах мощностью 0,1–0,2 м установлены содержания 1,42–2,10 г/т. При проходке канавы была отобрана шлиховая проба из элювиальных глинистых отложений массой около 60 кг, при промывке отмечен один знак золота размером 0,2 мм.

При геохимическом опробовании по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 50 000 была отобрана 471 проба. Выявлено шесть аномальных участков с повышенным содержанием золота, пять из которых относятся к рангу рудопроявлений, а один – к рангу малого месторождения. Прямым методом подсчитан ресурсный потенциал, который составляет 5,2 т золота и 101 т серебра.

Объектов – аналогов месторождений золота в высокометаморфизованных породах кристаллического фундамента на данный момент не установлено. Скорее всего, золоторудная минерализация в Билляхской зоне смятия Анабарского щита относится к новому неизвестному рудно-формационному типу золота. В сравнении с общепринятой классификацией мы предполагаем золото-кварцевый малосульфидный рудно-формационный тип.

Для определения возраста оруденения в пределах площади был использован Re-Os метод датирования по пириту и молибдениту. На Куранахском проявлении и пункте минерализации Тастах были получены возрасты 2040 ± 43 млн лет (пирит) и 2033 ± 30 млн лет (молибденит) соответственно. Данные возрасты соответствуют коллизии Хапчанского и Центрально-Анабарского блоков (~ 2 млрд лет назад), а также времени формирования гранитоидов маганского комплекса. Возраст молибденитовой минерализации в пределах Далдынского террейна (метасоматически измененные гнейсы архейской амбардахской толщи) составил 1727 ± 12 млн лет, а датирование пирита из катаклазированных пироксенитов архейского далдынского комплекса на правом водоразделе в истоках р. Атыр-Хатыспыта (содержание Au 0,5 г/т, Cu – 0,8 %) показало возраст 1606 ± 130 млн лет. С данным временным интервалом связывается самая поздняя из известных эндогенных минерализаций на Анабарском щите. Предполагается, что она была вызвана тектоническими воздыманиями блоков фундамента [1].

В результате проведенных работ были получены следующие результаты:

1. В юго-восточной части Анабарского щита в Билляхской зоне смятия на границе между Далдынским террейном и Хапчанским поясом выделена Куранахская потенциальная золоторудная зона. В ее строении преобладают метаморфические образования кристаллического фундамента, представленные амбардахской толщей архейского возраста, хардахской толщей и хапчанской серией раннепротерозойского возраста. Породы фундамента послойно инъецированы раннепротерозойскими жилами гранитов маганского комплекса, широко проявлен диафторез пород гранулитовой фации в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, мелко-блоковое строение, отмечается развитие катаклаза и милонитизации.

2. Аномальные содержания золота до 2,1 г/т локализованы в пирит-кварц-плагиоклазовых и хлорит-кварцевых метасоматитах. Образования развиты в зонах дробления и катаклаза северо-западного простирания в метаморфических породах раннепротерозойского возраста. Минерализованные зоны имеют небольшую мощность до 2 м и субвертикальное залегание.

3. Рудная минерализация преимущественно представлена вкрапленностью, гнездами и прожилкованием пирита, пирротина, реже наблюдаются халькопирит, молибденит, гематит, марказит. Объемное содержание рудной минерализации в среднем 1–5 %, в единичных случаях – до 10 %.

4. Возраст оруденения Куранахского проявления золоторудной минерализации по результатам Re-Os датирования пирита составляет 2040 ± 43 млн лет. В пределах Куонамской площади также был отмечен еще один более молодой этап минерализации с возрастом ~ 1700 млн лет.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию № 049-00003-24-00.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-48-(50) – Оленек. Объяснительная записка / Отв. ред. Ф. Г. Марков. – Л. : ВСЕГЕИ. – 1983. – 196 с.
2. Куликов Ю. П., Бабкин А. Н., Голубев В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Налим-Рассоха. (Отчет по групповой геологической съемке м-ба 1 : 50000 в сев. части Анабара в пределах Билляхской зоны (Билляхская). – ПГО «Красноярскгеология», 1984. (Росгеолфонд инв. № 412834.)
3. Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита // Труды НИИГА. – 1952. – Т. 87.
4. Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива // Труды Арктического ин-та. – 1936. – Т. 16.
5. Смелов А. П., Амузинский В. А., Зедгенизов А. Н., Березкин В. И., Коваль С. Г. Перспективы коренной золотоносности метаморфических и магматических комплексов Анабарского щита // Золото Сибири и Дальнего Востока. – Улан-Удэ : 2004. – С. 279–281.
6. Толстов А. В. Закономерности образования и размещения главных рудоносных формаций северной части Сибирской платформы: Дис. ... д. г.-м. н. – Якутск : 2006. – 312 с.
7. Толстов А. В. Перспективы золотоносности Анабарской антеклизы // Вестник Госкомгеологии. – 2002. – № 1 (2). – С. 44–49.

Вьюкова А. М., Шатилова Л. В.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТИПОМОРФИЗМУ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЯРНИК (РЕСПУБЛИКА САХА)

Участок Полярник расположен на территории Верхоянского улуса Республики Саха (Якутия) примерно в 200 км южнее пос. Батагай. В металлогеническом отношении площадь работ находится на северо-восточном фланге Яно-Адычанского рудно-россыпного района, где выделяется Адычанская золотоносная зона, в Полярникском рудно-россыпном узле.

Рудно-россыпной узел приурочен к надынтрузивной зоне невоскрытой гранитной интрузии с глубиной залегания от 1 км до 2 км, вытянутой в северо-западном направлении по долине р. Адыча [6]. Металлогеническая специализация рудно-россыпного узла – золото с сопутствующими оловом и вольфрамом. В пределах участка расположены месторождение золота Полярник, а также рудопроявление золота Веселое и многочисленные пункты его минерализации. Россыпная металлоносность представлена промышленными россыпями золота по множеству ручьев [6].

В пределах участка Полярник стратифицированные образования представлены средне- и позднеtriasовыми песчано-глинистыми отложениями – темноцветными, обогащенными углистым веществом, в разной степени сульфидизированными алевритами, аргиллитами и песчаниками. Интрузивные образования представлены невоскрытым массивом раннемеловых гранитоидов в бассейне ручья Полярник; дайки в пределах участка работ не установлены. Также в районе развиты рыхлые отложения: от неогеновых галечников с суглинками до современных аллювиальных песчано-галечных отложений и элювиально-склоновых глыбово-щебнисто-дресвяных отложений (рис. 1).

Терригенный комплекс района разбит большим количеством тектонических нарушений, среди которых выделяются две основные системы северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее крупные и выдержанные по протяженности северо-западные разломы в более позднее время трансформировались в сбросо-сдвиги. Разломы северо-восточного простирания (и связанные с ними минерализованные зоны дробления) сопровождаются густой сетью оперяющих и кулисообразных трещин, обусловивших образование многочисленных прожилков и отдельных жил (до 1 м) в основном кварцевого состава.

Участок Полярник расположен в условиях низкогорного рельефа, значительная его часть приходится на бассейны правых притоков реки Адычи. Преобладают пологие склоны и склоны средней крутизны. Крутые и обрывистые склоны редки и отмечаются в основном в каньонах ручьев Полярник и Веселый. Поверхности водоразделов выположенные, с останцами древних поверхностей выравнивания и сопряженных глинистых элювиальных отложений (кор выветривания) незначительной мощности. Строение речных долин сложное: можно выделить несколько уровней террас [1].

Наиболее хорошо в рельефе выделяется комплекс II надпойменной террасы раннеплейстоценового возраста, образующей обширные слабонаклонные поверхности по ручью Полярник и плавно переходящие террасы реки Адычи. Менее выражены I надпойменная терраса, цоколь которой сложен породами поздне триасового возраста (в каньоне ручья Полярник и его притоках), и фрагментарно сохранившаяся III эрозионная терраса. К отложениям I и II террасы приурочены частично отработанные россыпи золота. Наиболее молодыми являются флювиогляциальные среднечетвертичные отложения, зачастую перекрывающие участки палеорусел и более древних россыпей [1].

По данным предшественников, на участке Полярник золотое оруденение представлено двумя рудно-формационными типами: золото-редкометалльным (преобладающий тип) и золото-кварц-малосульфидным [5]. Оруденение приурочено к разрывным структурам северо-восточного простирания на участках сопряжения с северо-западными разломами и локализовано в минерализованных зонах (жилах и прожилках хлорит-кварцевого и серицит-кварцевого составов) [2].

Материал для данной работы был получен в ходе полевых работ на участке Полярник в 2024 году (5 проб), а также предоставлен ООО «Богуславец» для микроскопического изучения золота в ФГБУ «ЦНИГРИ» (28 проб). На данный момент в работе находятся 31 шлиховая и 2 протолочные пробы.

Шлиховые пробы были отобраны по ручьям Веселый, Полярник и Безымянный из глинистой составляющей аллювия на алевролитовых «щетках». Материал протолочных проб, показавших золото, – кварц, во всех случаях в разной степени лимонитизированный, во многих случаях с видимой сульфидной минерализацией (пиритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, реже – молибденитом).

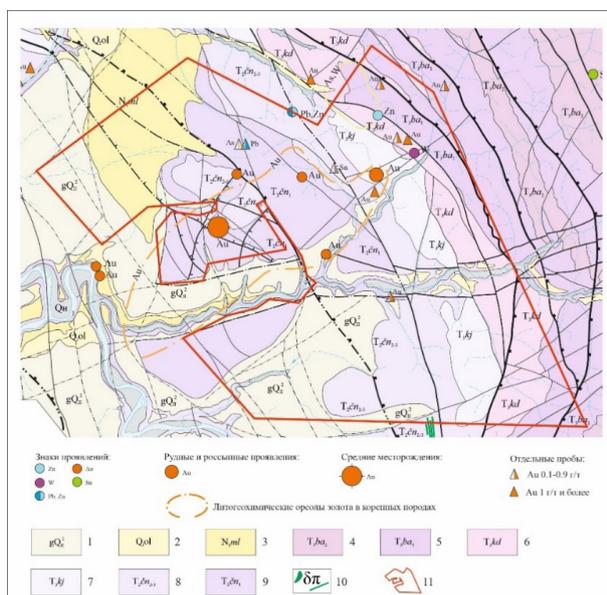


Рис. 1. Геологическая схема участка Полярник [5]: 1 – среднечетвертичные флювиогляциальные пески, галечники, супеси; 2 – нижнеплейстоценовые озерные глины, аллювиальные пески; 3 – среднемиоценовые элювиально-делювиальные щебнистые суглинки; 4 – вторая пачка баранинской свиты, чередование песчаников и алевролитов; 5 – первая пачка баранинской свиты, массивные песчаники и алевропесчаники; 6 – кедровинская свита, алевролиты, аргиллиты с прослоями алевропесчаников; 7 – крайненская свита, алевропесчаники и алевропелиты; 8 – средняя и верхняя подсвиты ченкельнинской свиты, алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов; 9 – нижняя подсвита ченкельнинской свиты, алевропесчаники и алевролиты с прослоями алевропелитов; 10 – раннемеловые тела и дайки диорит-порфиров; 11 – контуры площади работ

Две золотосодержащие протолочные пробы были отобраны из элювиально-делювиальных отложений примерно в 700 метрах восточнее месторождения Полярник на водоразделе между ручьями Веселый и Крутой, где по результатам штуфного опробования предшествующих работ были установлены повышенные содержания золота.

В результате анализа шлиховых и протолочных проб было зафиксировано самородное золото в количестве до 40 знаков. Присутствие в пробах золота подтверждает наличие известной здесь по материалам предшественников шлиховой аномалии, а также пунктов минерализации Au.

На первом этапе камеральных исследований самородного золота, проводимых согласно методикам, разработанным в ЦНИГРИ [3, 4], с использованием оптической и сканирующей электронной микроскопии (далее – СЭМ), изучались гранулометрический состав, морфологические особенности, характер и химический состав поверхности, степень окатанности выделений. В исследуемых пробах преобладает золото размером от 0,25 до 1 мм, в единичных случаях встречаются частицы до 2 мм. Золото крупнее 0,5 мм и частично класса +0,25 мм в основном трещинно-прожилковидное и гемиидиморфное, также присутствуют пластинчатые кристаллы и их неясновыраженные сростки. Для этого золота характерны тонко- и толстопластинчатые формы, по окатанности оно варьирует от полуокатанного до хорошо окатанного, коррозия поверхности сплошная умеренная (рис. 2).

Среди весьма мелкого золота класса -0,25 мм преобладают трехмерные кристаллы, часто с округленными гранями, и интерстициальные частицы цементационного облика с мелкоямчатой поверхностью, выполненной гидроксидами железа и лимонитизированным кварцем. Окатанность этого золота варьирует от неокатанного до полуокатанного (рис. 3).

Пробность неизменной поверхности весьма мелкого золота из протолочных проб варьирует от 821 до 926. В шлиховых пробах пробность поверхности весьма мелкого золота, определенная методом СЭМ, преимущественно высокая и весьма высокая – от 900 до 981. В то же время встречаются выделения с пробностью поверхности 820–884 и даже 782, которые составляют около 18 % всех проанализированных золотин.

Анализ полученных данных на настоящей стадии исследований позволяет сделать следующие предварительные выводы.

Относительно крупное, окатанное, корродированное золото пластинчатых форм встречается по всем изученным водотокам. Очевидно, что оно поступало в россыпи из аллювиальных отложений II надпойменной террасы, в частности переработанных в среднечетвертичное время во флювиогляциальные толщи. С этими же отложениями связаны и полуокатанные весьма мелкие золотины.

В пробах, отобранных вблизи установленных пунктов минерализации, весьма мелкое золото не окатано или слабо обмято и практически не корродировано, что свидетельствует о его

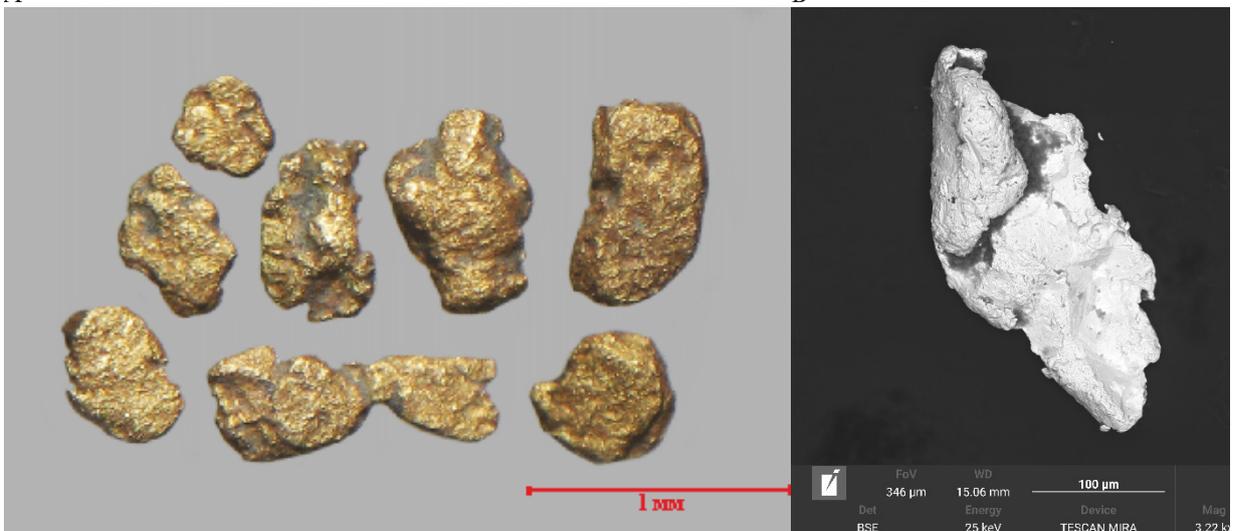


Рис. 2. Средне-хорошо окатанное пластинчатое золото класса +0,5 мм (А); слабообмятая интерстициальная золоти́на пластинчатой формы класса -0,25 мм (Б); шлиховая проба 4064

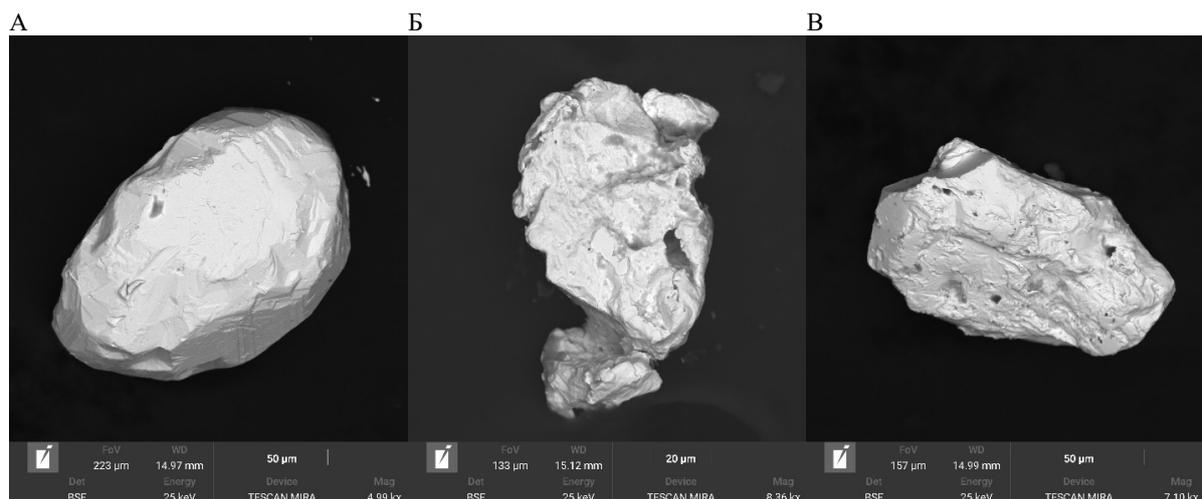


Рис. 3. Неокатанный кристалл (А, протолочная проба 2014); неокатанная интерстициальная золотина с ровной, фрагментарно корродированной поверхностью (Б, протолочная проба 2015); слабоокатанный кристалл с отпечатками вмещающих минералов на ровной поверхности (В, шлиховая проба 4073); класс -0,25 мм

незначительном перемещении от коренного источника. Наличие такого золота в пробах из ручьев Веселый и Полярник позволяет предполагать его поступление из рассредоточенных в долинах этих водотоков небольших кварцевых жил.

Значительные вариации пробности поверхности рудных золотин из протолочных проб (821–926) и слабоокатанного золота из делювиальных отложений (782–949) позволяют предполагать наличие двух типов золота. Пробность поверхности окатанного золота в целом более высокая, что, вероятно, обусловлено более интенсивным проявлением коррозии.

По полученным результатам можно сделать вывод о нахождении на территории работ как минимум двух источников золота. Первым являются кварцевые жилы в триасовых алевролитах, обнаруживающие себя в каньонах ручьев Полярник и Веселый. Эти жилы, расположенные выше по течению, по своим геолого-структурным и минералогическим характеристикам аналогичны известным на месторождении Полярник. Коренной источник золота из аллювиальных отложений II надпойменной террасы и среднечетвертичных флювиогляциальных толщ на данный момент не установлен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батыгин Н. Г. Результаты детальной разведки россыпных м-ний золота Полярник, Надежное-Ченкеленя в 1987–1991 гг. – «Якутскгеология», пос. Батагай, 1991.
2. Бондаренко Н. В., Султанаев Р. Г., Гвоздева И. А. [и др.] Особенности геологического строения и типоморфизм золота месторождения Полярник (Полярниковский рудно-россыпной узел) // Отечественная геология. – 2011. – № 1. – С. 19–24.
3. Николаева Л. А., Гаврилов А. М., Некрасова А. Н. [и др.] Изучение самородного золота при геологоразведочных работах. Методические рекомендации. – М. : ЦНИГРИ, 2023. – 73 с.
4. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России: атлас. – М. : Акварель, 2015. – 200 с.
5. Султанаев Р. Г. Отчет о результатах работ, выполненных по объекту: «Поисково-ревизионные работы на крупнообъемное золотое оруденение в центральной части Янского района (Республика Саха (Якутия))». – ОАО «Янгеология», пос. Батагай, 2012.
6. Узюнкоян А. А. Отчет по результатам внестадийных поисково-ревизионных работ на рудное золото в Адычанском районе в 1989–1993 г. – ОАО «Янгеология», пос. Батагай, 1998.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД ЮЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

В 1956 г. в южной части Сихотэ-Алиньского хребта, на высоте 1000 м, в 40 км западнее г. Дальнегорск, на участке Южном в складчатой толще раннемеловых флишоидов было обнаружено несколько субсогласных с напластованием пород жильных рудных тел. В последующие 2 года наиболее крупная (длиною более 500 м) жила № 4 была изучена в канавах и мелких штольнях. Объект был оценен как не имеющий перспективы. Однако в ходе камерального минералого-геохимического доизучения была выявлена аномальная сереброносность руд. По данным [9], при мощности рудного тела на поверхности 1,1 м, содержания свинца составили 4 %, цинка – 2 %, серебра – 690 г/т и сурьмы – 1 %. В итоге геологоразведочные работы возобновились. Были подсчитаны запасы руд. Жила № 4 была вовлечена в рентабельную отработку. Сначала – с поверхности, в интервале 850–1000 м над уровнем моря, далее – ниже, до действующего откаточного горизонта +440 м, и в текущее время – на глубине.

В настоящее время месторождение вскрыто компанией ГМК «Дальполиметалл» эксплуатационными подземными горными выработками на глубину более 600 м, до горизонта +400 м. Средние содержания свинца, цинка, серебра в извлекаемых рудах: 8,48 %, 8,8 %, 465 г/т соответственно.

По данным подземного разведочного бурения, фиксируемая на гор. +400 м продуктивность руд, включая их аномальную сереброносность и выдержанное отношение содержаний свинца и цинка, близкое к 1:1, сохраняется вплоть до горизонта +300 м. Только здесь жила теряет мощность, начинает ветвиться и выполаживается.

Необыкновенно высокая равномерная продуктивность руд при аномально большой протяженности относительно маломощной жильной зоны отчетливо выражена в структурных особенностях жильной зоны и минералого-геохимической характеристике руд.

При восток-северо-восточном простираии рудная зона падает на юго-восток под углом 45–60°, трассируя северо-западное крыло синклинали. Залегающая в валанжинских алевролитах и песчаниках жила структурно сопряжена с субпослойным синскладчатым взбросо-надвигом орогенного этапа формирования Сихотэ-Алиня [8]. Во внутренней архитектуре она выражена как эшелонированная система субгоризонтально ориентированных линзовидных полостей, связанных относительно малопроницаемыми 10–20-сантиметровыми «каналами». Структурный шаг – около 60 метров. В результате выполнения полостей жильным материалом образуется серия поперечных гидротермальному потоку субгоризонтальных линзовидных рудных столбов с раздувами мощности до 1,5–2,0 м и соединяющими их 10–20 см жилами – «каналами». В модельном выражении рудоотложение реализуется в условиях термостатирования при умеренном ступенчатом ограничении разгрузки воздымающегося гидротермального потока.

Отчетливо проявлен непрерывный, при отсутствии структурных перестроек и телескопирования, единый процесс минерального выполнения жильных полостей. На фоне снижения активности серы и нарастания активности сурьмы в перманентном процессе рудообразования выражены три безостановочных этапа рудообразования:

1. олово-продуктивный;
2. полиметалльно-продуктивный;
3. серебро-сурьмяно-продуктивный.

Все этапы рудообразования проявились от корней жилы до поверхности. Их минеральные продукты совмещены в жильных агрегатах рудной зоны.

Предрудные изменения вмещающих пород вполне явно проявлены лишь в приповерхностной части жилы в виде кварц-серицитовых метасоматитов. Здесь же в зальбандах жил присутствуют маломощные оторочки гранатовых и пироксен-гранатовых скарноидов с аксинитом и датолитом [3]. По наблюдениям [6], на глубине (гор. +440 м) жилообразные зоны скарнирования пространственно обособлены. Доказательства сопряженности процессов скарнообразования и жильного рудообразования отсутствуют. Осадочные породы, вмещающие жилу на глубине 600 м, ороговикованы, но не несут признаков метасоматоза.

Олово-продуктивный этап представлен минералами кварц-касситерит-арсенопиритовой ассоциации. Обычно агрегаты арсенопирита присутствуют в зальбандах жилы в макрообъеме на глубоких горизонтах. Выше горизонта +500 м эти агрегаты встречаются в виде гнездообразных реликтовых обособлений. Главным рудным минералом ассоциации является арсенопирит. Он образует скопления гипидиоморфных кристаллов, местами катаклазированных. Содержание касситерита и пирита, ассоциированного с арсенопиритом, не превышает 1–2 %. Арсенопирит изменчив по составу и обогащен элементами-примесями. В верхней части рудного тела арсенопирит содержит сурьму (0,24–2,10 мас.%) [3], а на глубине – кобальт (до 0,2 мас.%) [5]. Также для него характерны микропримеси никеля (30–180 ppm) и меди (110–1400 ppm) [5].

Отчетливо выражено изменение состава арсенопирита ранней ассоциации со снижением содержаний As (ат.%) от нижних горизонтов к верхним. Рассчитанная на основе минерального геотермометра [10] температура показывает, что рудообразование реализовалось на раннем этапе в интервале температур 475–400 °С, в термостатированном режиме, с градиентом – менее 15 °С на 100 м.

С полиметалльно-продуктивным этапом связаны ассоциации, проявленные в виде минеральных фаций. Сидерит-полиметаллическая ассоциация, по данным [7], формирует жилу в ее приповерхностной части. Главные минералы – сидерит, галенит и сфалерит. Доминирует манганосидерит. Среди сульфидов преобладает галенит, часто формирующий мономинеральные плосчатые скопления. В весьма малом объеме присутствуют пирротин и магнетит, в виде мелких включений в сидерите.

Ниже гор. +680 м сидерит-галенит-сфалеритовая ассоциация фациально сменяется кварц-халькопирит-сфалерит-галенит-пирротиновой, при доминирующем и нарастающем с глубиной участии пирротина. В сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность халькопирита и мелкие включения станнина (рис. 1, а).

Несмотря на проявленное разнообразие минерального состава продуктов полиметалльно-продуктивного этапа, доминирующий сфалерит, при локальных вариациях железистости (Fe от 7 до 18 мас.%), проявляет крайне незначительную изменчивость с глубиной. В интервале глубин 0–600 м содержания железа в сфалерите отвечают 12–17 мас.% [5, 3]. На глубине ниже горизонта +600 м, по нашим данным, сфалерит содержит 10–15 мас.% железа.

Галенит относительно мало изменчив, повсеместно сохраняет серебро-сурьмяную специализацию за счет обильных включений минералов поздних серебро-сурьмяных ассоциаций. Но, по данным [5, 3], галенит верхних горизонтов обогащен висмутом, при варьирующих содержаниях 0,05–0,71 %.

Температура формирования кварц-халькопирит-сфалерит-галенит-пирротиновой ассоциации оценивается по данным станнин-сфалеритового геотермометра. Показано, что на глубине 600 м от современной поверхности она составляла, по нашей оценке, 312 °С.

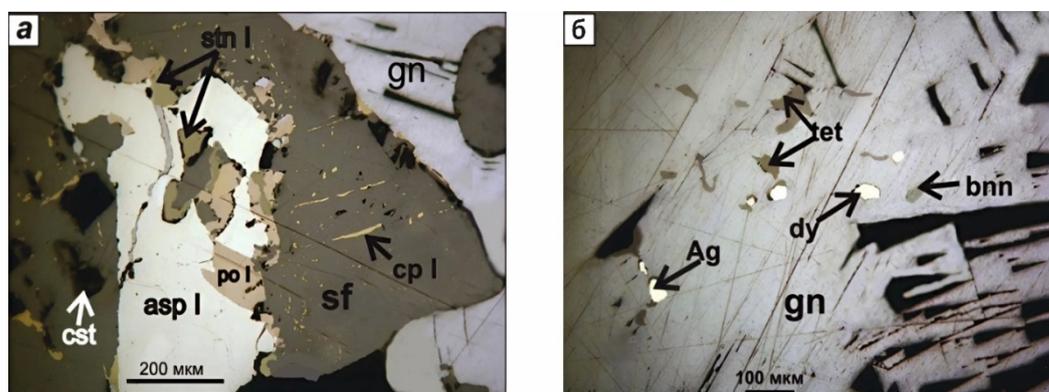


Рис. 1. а – совмещение кварц-касситерит-арсенопиритовой, кварц-халькопирит-сфалерит-галенит-пирротиновой ассоциации; б – серебро-сурьмяные минералы в матрице галенита сульфосольно-антимонидно-галенитовой ассоциации. Сокращения: ag – самородное серебро, asp – арсенопирит, bnn – бурнонит, cp – халькопирит, dy – дискразит, gn – галенит, po – пирротин, sf – сфалерит, stn – станнин, tet – тетраэдрит

Серебро-сурьмяно-продуктивный этап также фациально изменчив. В приповерхностной части жилы № 4 присутствует галенит-джемсонитовая минеральная ассоциация. При обилии буланжерита, руды представлены, по существу, галенит-буланжеритовым агрегатом [7]. Для минеральной ассоциации характерно обилие сульфоантимонидов свинца, включая буланжерит, менегинит, овихит, диафорит. Здесь же присутствуют самородное серебро дискразит, гудмундит, пираргирит, фрейбергит, Ag-тетраэдрит, акантит, минералы золота [4, 1]. На глубине сменяющая галенит-джемсонитовые руды минеральная ассоциация выражена как сульфосольно-антимонидно-галенитовая. В жильном матриксе жилы она выражена как полосовидные обособления галенита. Насыщающие галенитовый матрикс минеральные включения представлены преимущественно серебро-сурьмяными минералами (рис. 1, б).

В отличие от головной части жилы участие сульфоантимонидов свинца здесь ограничено бурнонитом. Кроме того, здесь присутствует обильная вкрапленность самородного серебра и алларгентума. То есть более явно проявлена аномальная сереброносность руд.

Присутствие в составе сереброносных минеральных ассоциаций менегинита определенно указывает на их преемственное формирование в режиме, что проявилось в предшествующий полиметалльно-продуктивный этап, при температуре, согласно [11], не ниже 300 °С.

Минералого-геохимическая зональность руд Южного месторождения, образованного в орогенный этап формирования Сихотэ-Алиня, принципиально отлична от типовой зональности рудных тел Pb-Zn месторождений Дальнего района, сформированных в палеоцене в условиях трансформного режима континентальной окраины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бортников Н. С., Бородаев Ю. С., Вяльсов Л. Н. [и др.] Редкие минералы сурьмы и их парагенезисы в рудах месторождения Южного (Тетюхинский район, Южное Приморье) // Новые данные о минералах СССР. – Вып. 34. – М.: Наука, 1975.
2. Гусарова В. В., Раткин В. В., Чугаев А. В., Тихомиров Д. В., Елисева О. А. Месторождение Южное: Sn-Ag-Pb-Zn орогенная металлогения Сихотэ-Алиня // Отечественная геология – № 4. – 2024. – С. 35–48.
3. Казаченко В. Т. Марганцовистые и железистые метасоматиты Южного Приморья. – М.: Наука, 1979. – 153 с.
4. Казаченко В. Т. Южное свинцово-цинковое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
5. Осипова Г. А. Элементы-примеси и минеральные микровключения в касситеритах и сульфидах олово-полиметаллических месторождений. – Владивосток: Дальнаука, 1993. – 147 с.
6. Раткин В. В., Симаненко Л. Ф., Елисева О. А., Гоневчук В. Г. Пирротин-нисбит-брейтгауптит-сульфоантимонидная микроминеральная ассоциация: продукт высокотемпературной перекристаллизации руд жильного олово-серебро-полиметаллического месторождения Южное (Сихотэ-Алинь, Россия) // Записки Российского минералогического общества. – 2020. – № 3. – С. 54–77.
7. Сергеев А. А., Рузанов Ф. И. Отчет о детальной разведке Южного полиметаллического месторождения (Дальнегорский район, Приморский край, РСФСР) с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1977 г.
8. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. – М.: Наука, 1989. – 165 с.
9. Храмцова Л. И., Бусик И. В. Минералогическая характеристика руд Южного полиметаллического месторождения // Отчет по теме: Минералогия руд месторождений Приморья за 1960.
10. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. – 1976. – V. 14, № 3. – P. 364–386.
11. Pruseth K. L., Mishra B., Bernhardt H. J. Phase relations in the Cu_2S -PbS-Sb₂S₃ system: an experimental appraisal and application to natural polymetallic sulfide ore // Econ. Geol. – 1997. – № 92. – P. 720–732.

ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДНОЙ ЗОНЫ ФАНТАЗИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АМЕТИСТОВОЕ

Введение. Месторождение Аметистовое относится к одному из наиболее древних вулканических поясов Камчатки – Корьяско-Западно-Камчатскому эоцен-олигоценного возраста, а конкретнее к Тклаваямской вулкано-тектонической структуре (ВТС). Структура представляет собой кальдеру Узонского типа (по И. Д. Петренко, 2004) с радиально-лучистой системой разломов, подчеркивающих разрушение вулканической постройки [4]. По разломам внедряющиеся жилы несут сульфидную минерализацию и золото с серебром в качестве главного полезного ископаемого. Рудные тела месторождения отличаются по запасам золота, но, согласно отчету [6], выполнены одинаковым минеральным комплексом и образовались одновременно. Целью исследования является изучение особенностей рудной минералогии месторождения, а конкретно жилы Фантазия.

Форма кристаллов пирита была изучена с помощью бинокулярного микроскопа. Кристаллы имеют форму куба и пентагондодекаэдра с наличием переходных между ними форм, по классификации предложенной А. Я. Пшеничкиным [5], изучавшим морфологию сульфида железа золоторудных месторождений, это комбинация простых форм {100}, {210} и {111} под номерами 16, 17, 25, 26; достаточно часто встречаются кубические кристаллы с штриховкой роста граней (111), на других кристаллах штриховка встречается редко. Изучение морфологии кристаллов пирита имеет и прикладное значение. Экспериментально установлено, что золото при определенных условиях гидротермального процесса может встраиваться в кристаллическую решетку пирита в различных концентрациях для разных граней [2], при росте концентраций золота

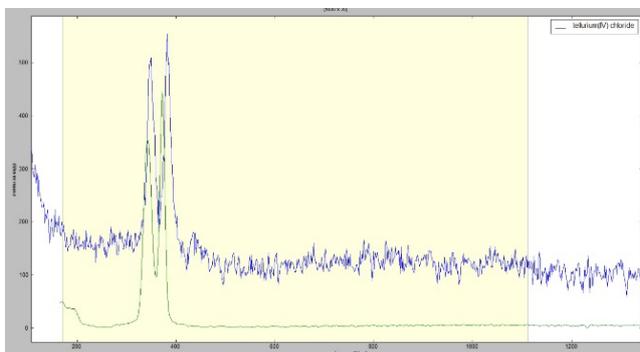
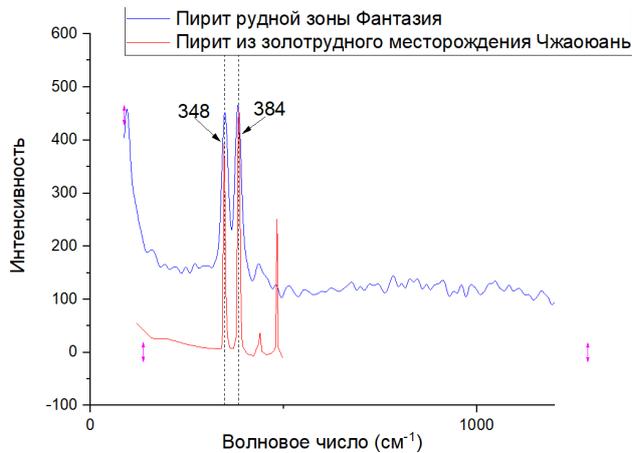


Рис. 1. Сравнение спектров пирита из золоторудного месторождения северного Китая с пиритом из рудной зоны Фантазия (А). Сравнение наиболее схожего спектра (хлорида теллура) с экспериментальным спектром пирита из зоны Фантазия (Б)

в сульфиде идет усложнение формы кристаллов пирита от кубической и октаэдрической до совмещения форм {100}, {210} и {111}. Исследователи связывают это с повышением уменьшением ширины запрещенной зоны в электронной структуре граней при усложнении формы.

Для определения особенностей и примесей минералов рудной зоны Фантазия был использован метод рамановской спектроскопии. Измерение проводилось при длине волны лазера 532 нм. По результатам исследования не удалось сопоставить результат экспериментальных измерений с открытой базой данных рамановских спектров RRUFF, что вероятнее всего связано с наличием примесей в составе минералов.

Для пирита характерна достаточно низкая интенсивность отраженного рамановского излучения, сильное смещение, относительно спектральных линий пирита из базы данных; наиболее близким оказался спектр хлорида теллура, который не может существовать в открытых системах, так как растворяется в воде (рисунок, Б). По опубликованным данным [10–12] в пиритах, ассоциирующих с золотом, наблюдаются смещения пиков и изменение их интенсивности, схожие с таковыми пиритов

из зоны Фантазия. Наиболее близким рамановским спектром обладает пирит из золотого месторождения Чжаоюань в северном Китае, находящийся в сростках с золотом и, по данным авторов, содержащий Au. Он практически идентичен изучаемому, что ставит вопрос о золотоносности пирита Аметистового месторождения.

Спектр галенита характеризуется очень сильным отклонением от представленного в спектральной библиотеке и близостью к элементарному теллуру. С точки зрения геохимии такие примеси возможны при замене серы теллуrom с образованием алтаита [8]. Также, учитывая геохимическое сродство золота и теллура, высока вероятность такой примеси.

Наличие золота в породе было установлено и методом аналитической химии по фотометрическому измерению с бриллиантовым зеленым [9]. Для исследования была использована навеска сульфидных минералов из кварцевых жил зоны Фантазия массой 5,5 г. После растворения в растворе царской водки и выпаривания HNO_3 к пробе добавлялось 15 капель раствора 0,01 % бриллиантового зеленого, затем проводилась экстракция бутилацетатом окрашенных соединений золота в соответствии с методикой. Оптическая плотность окрашенного раствора была проанализирована на спектрофотометре КФК-3, затем методом калибровочного графика вычислялась концентрация золота в растворе. Концентрация золота в сульфидном концентрате составила 5 г/т.

Исследование микротвердости сульфидных минералов проводилось с помощью вдавливания на микротвердометре ПМТ-3 по методике, описанной в инструкции к прибору [3]. Прибор калибровался на аншлиф из алюминия с грузом 5 г. Определение твердости галенита и сфалерита производилось грузом 100 г, пирита – 168 г. По результатам составлялись вариационные интегральные диаграммы микротвердости [1].

На графиках микротвердости галенита видно, что наиболее часто встречающиеся значения (около 65 кг/мм²) ниже средних для этого минерала, которые обычно находятся в диапазоне 60–80 кг/мм². Причиной может служить примесь теллура в составе галенита, так как при переходе от PbS к PbTe значения микротвердости понижаются. Для пирита характерны средние значения от 1340–2400 г/мм², что значительно выше часто встречающихся значений для пирита рудной зоны Фантазия (в среднем 900 г/мм²). Снижение микротвердости пирита может быть связано с вхождением в состав пирита Cu и Au [7].

Выводы. В ходе исследования минералогии рудной зоны Фантазия месторождения Аметистовое с помощью методов аналитической химии было подтверждено наличие золота в сульфидном концентрате из рудной зоны качественным и количественным способами. Спектрометрия комбинационного рассеяния подтвердила изменение рамановских спектров, которые являются идентичными золотосодержащему пириту месторождения Чжаоюань (КНР), изменение химического состава пирита также подтверждается значительным понижением микротвердости пирита. Анализ формы кристаллов FeS_2 также указывает на их золотоносность. По рамановским спектрам для галенита была установлена примесь теллура, что характерно для данного типа месторождений, пониженные значения микротвердости подтверждают наличие этой примеси.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вагина Е. А. Влияние микропримесей на микротвердость арсенопирита и пирита золоторудного месторождения Чертово корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 319, № 1. – С. 47–52.
2. Ковальчук Е. В. «Невидимое» Au в минералах системы Fe-As-S. – М., 2024.
3. Микротвердомер ПМТ–3м. Техническое описание и инструкция по эксплуатации. – Л. : Ордена Ленина ленинградское оптико-механическое объединение.
4. Петренко И. Д. Золото-серебряная формация Камчатки. – Петропавловск-Камчатский : Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. – 116 с.
5. Пшеничкин А. Я. [и др.] Особенности кристалломорфологии и термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений различных типов // Известия Томского политехнического университета. – 1976. – Т. 260. – С. 39–48.
6. Травкин Е. В. Технический проект разработки месторождения Аметистовое открытыми горными работами. Корректировка 2. 1123/19-ГС-ТПИ-ПЗ. Т 1. Кн. 1. Пояснительная записка. – М., 2020.

7. Чвилева Т. Н. [и др.] Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. – М. : Недра, 1988. – 504 с.
8. Чижиков Д. М., Счастливый В. П. Теллур и теллуриды. – М. : 1966. – 279 с.
9. Экстракционно-фотометрическое определение золота с бриллиантовым зеленым. – М. : ВИМС, 1980.
10. An Yanfei, Shuai ZHANG and Nenzhelele JDN. Micro-fabrics and Genesis of Pyrite from Zhaoyuan Golden Deposits in Shandong Province, North China // Acta Geologica Sinica (English Edition). – 2018. – № 92 (supp. 2). – P. 51–52.
11. Chang-Li Liang. Raman and Mossbauer analysis of the intermediate products formed during gold-bearing pyrite biooxidation by moderately thermophilic bacteria. DOI: 10.2991/icseee-15.2016.62.
12. Petrov Dimitar. Possibilities of the laser «raman» spectroscopy to study the zonal, polymorphic and with elements-impurities ore minerals // The International Forum – Contest «Topical Issues of Rational Use of Natural Resources» at The National Mineral Resources University (Mining University), St. Petersburg, Russia.

Дедюкина С. К.¹, Краснов А. Н.¹, Николаева И. Ю.²

¹ ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, ² МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Участок Осур располагается на юго-востоке Анабарского щита в западной части листов R-49-XXIX, XXX. Географически участок относится к притокам среднего течения р. Малая Куонамка: охватывает правый борт долины среднего течения р. Осур. Анабарский щит является северным выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы. Он сложен тремя

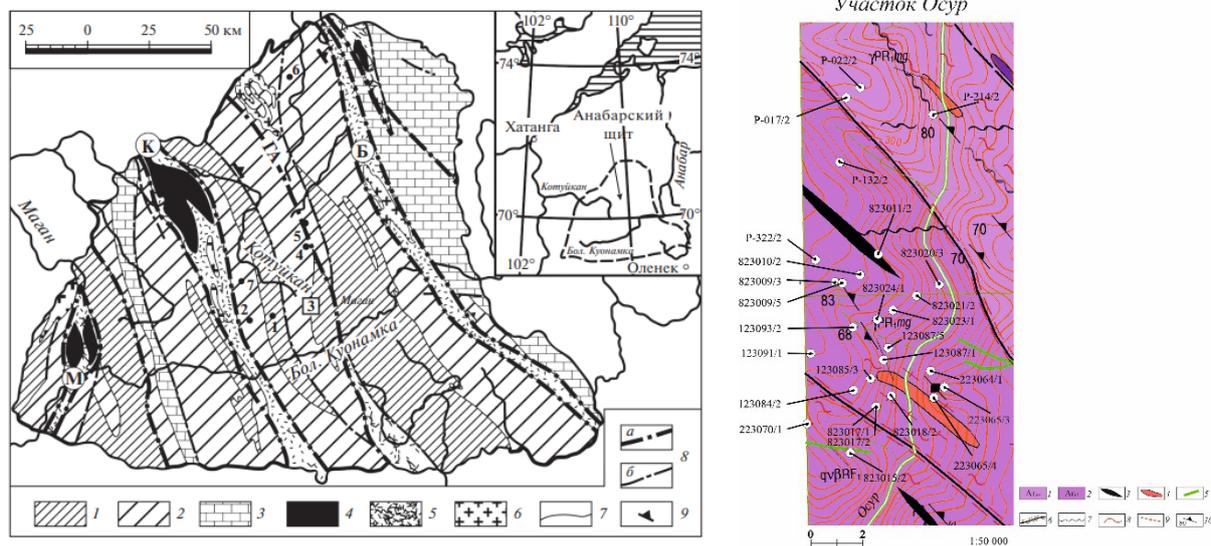


Рис. 1. Карта геологического строения Анабарского щита (А) [5] и участка работ (Б):

(А) анабарский комплекс: 1 – далдынская, 2 – верхнеанабарская и 3 – хапчанская серии; породы коллизионных зон: 4 – анортозиты, 5 – тектониты, мигматиты, 6 – гранитоиды; 7 – геологические границы; 8 – зоны глубинных разломов (а), второстепенные разломы (б); 9 – преобладающие направления падения пород;

(Б) 1 – верхнеанабарская серия; 2 – далдынская серия, килегирская толща; 3 – магнетитовые кристаллические сланцы; 4 – протерозойские лейкократовые граниты; 5 – габбро-долериты; 6 – разрывные нарушения, сопряженные с милонитизацией; 7 – разрывные нарушения без смещения горных пород; 8 – зоны мигматизации и умеренной гранитизации; 9 – направление гнейсовидности; 10 – сланцеватость

террейнами (с запада на восток): Маганским, Далдынским и Хапчанским, разделенными Котуйканской и Билляхской тектоническими (структурными) зонами.

Анабарский щит является крупной алмазоносной провинцией; перспективны поиски золоторудного оруденения в аккреционных металлогенических поясах. На нем известны месторождения никеля, хрома и титана, имеются признаки золотого оруденения [8].

В границах участка с запада на восток происходит постепенная смена архейских образований от килегирской толщи далдынской серии к амбардахской толще верхнеанабарской серии. Породы серий схожи и представлены двупироксеновыми и гиперстеновыми плаггиогнейсами с подчиненным содержанием двупироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев. В пачках встречаются прослои и линзы метабазитов и высокоглиноземистых биотит-гранат-гиперстеновых пород. В пределах листа известны коры выветривания [5].

Материалы были получены автором в 2023 г. в ходе полевых работ Анабарской партии-2 Института Карпинского при съемочных работах ГДП-200 листов R-49-XXIX, XXX. При выполнении исследования использовались следующие инструментальные методы: ИСП-МС, РФА-ВД, СЭМ, оптическая микроскопия. Было выполнено моделирование *PT*-условий при использовании программы *Perple_x*.

В настоящее время в притоках р. Биллях поиски алмазов и попутного золота ведет АО «Алмазы Анабара». Содержание золота в россыпи достигает 0,3 г/м³ [1]. Согласно Герасимову Б. Б. [1], основные источники этого металла – промежуточные коллекторы неоген-четвертичного возраста, при этом индикаторные типоморфные признаки изученного золота подразумевают наличие более раннего коренного источника. Разными авторами [2, 6] предполагались различные коренные источники золота в данном районе. В статье Герасимова Б. Б. и Никифоровой З. С. [3] рассматриваются потенциальные золотоносные формации. Исследователи утверждают, что на щите характерно оруденение малосульфидного золото-кварцевого, золото-серебряного и золото-редкометалльного формационных типов. Окружным А. В. [6] также рассмотрены вероятные коренные источники золота, которыми могут быть как докембрийские базит-ультрабазитовые интрузивы, так и фанерозойские щелочно-ультраосновные комплексы.

Анализ проб участка Осур демонстрируют слабую золотоносность (до 0,16 г/т). Источником золота предположительно могут быть гранулитовые метаморфизованные породы. Наибольшая связь золота в породах прослеживается с содержаниями меди, цинка, серебра, свинца, висмута и молибдена (см. таблицу).

Наиболее золотоносные породы на участке представлены гранат-гиперстеновым сланцем (0,16 г/т), амфибол-гиперстеновым сланцем (0,028 г/т) и гиперстеновым плаггиогнейсом (0,0076 г/т).

Таблица. Микроэлементный состав исследуемых образцов

№	Шифр пробы	Описание	Cu ppm	Zn ppm	Ag ppm	Pb ppm	Bi ppm	Mo ppm	Au ppm
1	823017/2	Лейкогранит с гранатом	5,63	5,14	0,094	63,7	< 0,1	< 0,6	< 0,002
2	P-022/2	Кварц-гиперстеновый плаггиогнейс	758	96,9	0,38	13,5	< 0,1	12,7	0,0033
3	823018/2	Ожелезненный гранатовый гнейс с графитом	42,5	98,9	0,26	29,5	< 0,1	2,55	< 0,002
4	823020/3	Ободренный гранитогнейс	57,7	23,6	0,24	23,9	< 0,1	0,63	0,012
5	823017/1	Кварц-плаггиоклаз-гиперстеновый гнейс	219	146	0,081	< 1	< 0,1	< 0,6	0,0076
6	223070/1	Слаб метаморфизованная порода основного состава	179	115	0,17	5,47	< 0,1	< 0,6	< 0,002
7	P-132/2	Амфибол-гиперстеновый сланец	297	78,7	0,28	1,37	0,17	< 0,6	0,028
8	123093/2	Кварц-двуполевошпатовый гнейс измененный	51,1	4,42	0,15	15,8	< 0,1	< 0,6	< 0,002
9	823015/2	Кварц-гранатовый сланец	5,39	66,3	0,11	1,6	< 0,1	< 0,6	< 0,002
10	823011/2	Кварц-гранат-гиперстеновый сланец	38,8	51,3	0,15	< 1	1,04	0,76	0,16
11	123085/3	Биотит-кварц-гранатовый сланец	56,7	76,6	0,2	8,54	< 0,1	0,95	< 0,002
12	823009/3	Долерит	109	146	0,38	5,84	< 0,1	1,61	< 0,002
13	123091/1	Гранат-биотит-плаггиоклазовый гнейс	64,5	73,2	0,19	7,03	< 0,1	1,32	< 0,002
14	223065/4	Графитовый плаггиогнейс	44	89,4	0,27	24,7	< 0,1	2,23	0,008
15	823023/1	Гранатовый плаггиогнейс с магнетитом	31	55,4	0,14	15,8	< 0,1	< 0,6	< 0,002
16	823009/5	Плаггиогнейс гранат-биотитовый	41,5	94,9	0,21	18,5	< 0,1	0,81	0,0035
17	P-214/2	Гранатовый гнейс	22,7	58,7	0,28	22,1	< 0,1	1,53	0,0041
18	P-017/2	Гранит	29,4	9,18	0,1	11,4	< 0,1	< 0,6	< 0,002
19	823010/2	Кварцит	9,49	3,04	0,13	< 1	< 0,1	< 0,6	< 0,002
20	223065/3	Плаггиогнейс с магнетитовым оруденением	44,7	111	0,083	4,42	0,16	< 0,6	0,0024
21	823021/2	Плаггиогнейс биотит-пироксеновый	212	23,1	0,15	9,82	< 0,1	< 0,6	0,0025
22	1230842	Гранит	7,61	13,9	0,21	38,7	< 0,1	< 0,6	< 0,002
23	2230641	Гранитизированный гнейс с ильменитом	13,6	16,8	0,17	47,2	< 0,1	< 0,6	< 0,002

Гранат-гиперстеновый сланец сложен гранатом, кварцем, рудным минералом и гиперстеном в равном соотношении. Амфибол-гиперстеновый сланец состоит из гиперстена (до 50 %) и роговой обманки (до 35 %). Рудные минералы встречаются в породе в объеме до 5 % и представлены герценином, ильменитом, титан-ильменитом; аксессуарные минералы – шпинель, циркон и апатит. Встречается доломит (первые проценты). Гиперстеновый плагиогнейс сложен плагиоклазом (до 40 % в породе), гиперстеном (30 %) и кварцем (10 %). Рудный минерала занимает 5–10 %. Наиболее золотоносные породы в разной степени изменены, наблюдаются сульфидизация и ожелезнение.

Для определения параметров метаморфизма было выполнено термодинамическое моделирование для наименее измененного образца. По результатам анализа диаграммы сделаны следующие выводы: плагиоклаз и гранат образовывались при $T = 860 \pm 20$ °C и $P = 6 \pm 0,5$ кбар; биотит образовывался при более поздних стадиях кристаллизации расплава, поэтому он не равновесен с гранатом и плагиоклазом ($T \sim 600$ °C, $P > 7$ кбар).

Опубликованные в статье Сергеевой Л. Ю. [7] параметры метаморфизма для пород верхне-набарской серии рассчитывались методом *TWQ*. Расчеты показали, что температура образования составляет 695 ± 15 °C при давлении 6 ± 1 кбар. Значения давления совпали с определенными нами, однако температура образования получилась выше, что может быть связано с гранитной интрузией вблизи места отбора.

Анализ валового состава исследуемых образцов показал, что они соответствуют типичному составу эндербитов и основных кристаллических сланцев [2]. Значения SiO_2 в пробах варьируют от 44,6 до 98,6 %. Содержание щелочных металлов изменяется от умеренного (0,02 %) до субщелочного (9,11 %). Значения MgO – от 0,03 до 20,24 %.

По результатам микроэлементного анализа были построены спайдер-диаграммы (рис. 3). Для пород на левом графике характерен ярко выраженный европиевый максимум ($Eu/Eu^* = 1,66–4,92$) и сильное фракционирование РЗЭ. Породы проявляют более контрастное фракционирование, чем породы, описанные в литературе [4]. Породы на правом графике имеют фракционированную структуру распределения РЗЭ и европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0,16–0,52$). Они повторяют закономерности для ксенолитов в мафитовых кристаллосланцах, но имеют низкие содержания РЗЭ.

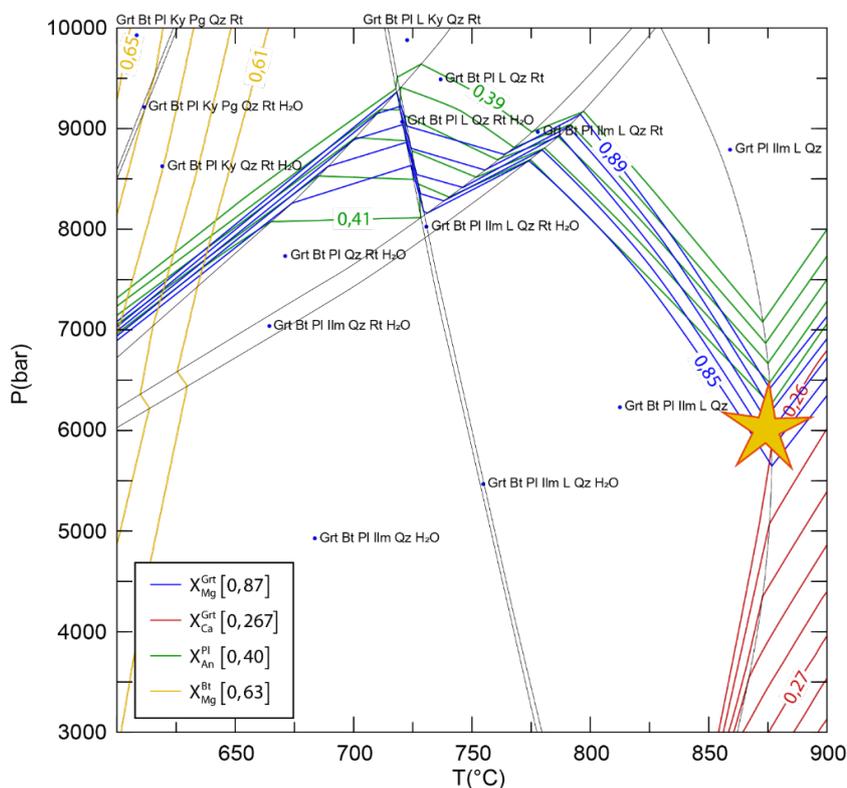


Рис. 2. *P-T* псевдосечение для состава, отвечающего образцу 123085/3

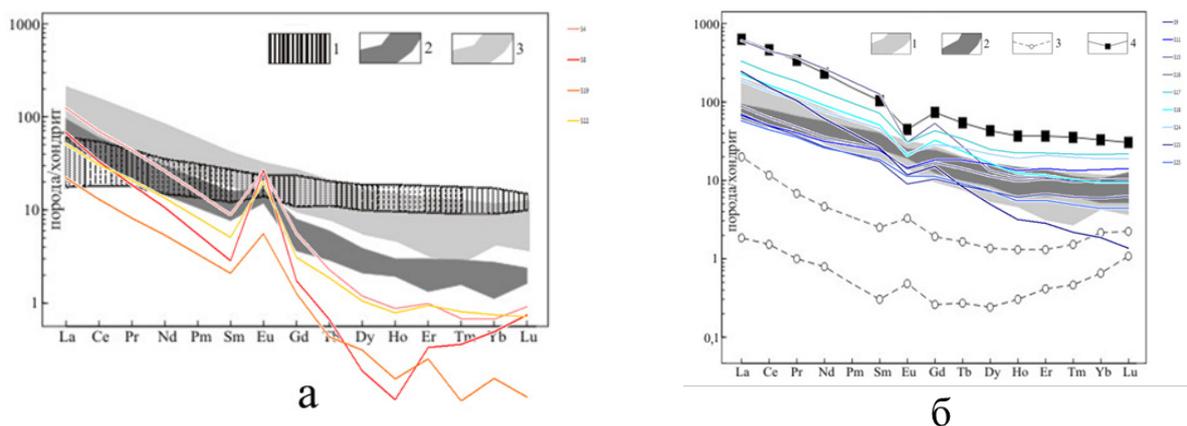


Рис. 3. Сопоставление распределения РЗЭ в образцах 4, 8, 9, 11, 13, 16, 17, 18, 19, 22, 23, 24, 25 с литературными данными [4]. Нормализация содержаний проведена по составу хондрита, по [10]: Данные авторов в цвете: 4 – ожелезненный гранитогнейс; 8 – кварц-двуполевошпатовый гнейс измененный; 9 – кварц-гранатовый сланец; 11 – биотит-кварц-гранатовый сланец; 13 – гранат-биотит-плагиоклазовый гнейс; 16 – гранатовый плагиогнейс с магнетитом; 17 – плагиогнейс гранат-биотитовый; 18 – гранатовый гнейс; 19 – гранит; 22 – плагиогнейс биотит-пироксеновый; 23 – гранит; 24 – гранитизированный гнейс с ильменитом; 25 – гнейс гранитизированный; Мультиэлементные диаграммы: а – для пород амбардахской толщи: 1 – двупироксеновые кристаллосланцы, 2 – гиперстеновые плагиогнейсы, 3 – двупироксеновые кристаллосланцы далдынской серии; б – для пород килегирской толщи: 1 – двупироксеновые и плагиоклазовые кристаллосланцы, 2 – кристаллосланцы и плагиогнейсы, 3 – кварциты, 4 – ксенолиты мафитовых кристаллосланцев

Полученные данные показывают, что выявленные незначительные содержания золота в породах гранулитовых метаморфитов далдынской и верхнеанабарской серии тесно ассоциируют с медью, цинком, серебром, свинцом, висмутом и молибденом. Локальное концентрирование рудных элементов (Au, Cu, Zn, Ag, Pb, Bi, Mo) может быть связано с перераспределением вещества при процессах метаморфизма толщ.

Для исследованных пород характерны ассоциации рудных минералов (пирит, пирротин, титан-ильменит, герценит), акцессорных минералов (апатит, шпинель, циркон), также наблюдаются первые проценты доломита в отдельных шлифах.

Геохимические характеристики исследованных пород соответствуют гиперстеновым плагиогнейсам амбардахской толщи верхнеанабарской серии и породам килегирской толщи далдынской серии (ксенолитам мафитовых кристаллосланцев).

Породы с повышенными содержаниями золота характеризуются отсутствием видимых вторичных изменений (серицитизация, эпидотизация и т. д.).

Условия образования пород далдынской серии составляют: $T = 860 \pm 20$ °С и $P = 6 \pm 0,5$ кбар.

Незначительные концентрации золота в пробах могут быть потенциальными источниками золота, известного в аллювии водотоков площади. В качестве коллектора для накопления золота могут служить коры выветривания, известные на этой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герасимов Б. Б. Индикаторные типоморфные признаки и потенциальные источники мелкого россыпного золота Эбеляхской площади (северо-восток Сибирской платформы) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63, № 3. – С. 291–302.
2. Герасимов Б. Б., Кравченко А. А. Рудные проявления Анабарского россыпного района – потенциальные коренные источники золота // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М. К. Аммосова. – 2020. – № 4. – С. 17–28.
3. Герасимов Б. Б., Никифорова З. С. Предполагаемые формационные типы коренных источников золота Анабарского района (северо-восток Сибирской платформы) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2017. – № 2 (86). – С. 11–16.
4. Гусев Н. И. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (3 поколение). Сер. Анабаро-Вилуйская. Лист R-49 Оленек. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 296 с.

5. Ножкин А. Д. [и др.] Чарнокиты центральной части Анабарского щита: распространение, петрогеохимический состав, возраст и условия формирования // *Геохимия*. – 2022. – Т. 67, № 8. – С. 703–716.
6. Округин А. В. [и др.] Золотоплатиноносные россыпи бассейна р. Анабар и их возможная связь с щелочно-ультраосновными магматитами севера Сибирской платформы // *Отечественная геология*. – 2012. – № 5. – С. 11–20.
7. Сергеева Л. Ю. [и др.] Возраст и параметры метаморфизма гранулитов Капральско-Джегесского синклинория Анабарского щита // *Записки Горного института*. – 2018. – Т. 229. – С. 13–21.
8. Турченко С. И., Розен О. М. Минерагения и тектоника раннего докембрия Анабарского щита // *Отечественная геология*. – 2012. – № 3. – С. 8–16.
9. Эбелях, долина ручья. [Электронный ресурс]. URL: https://nedradv.ru/nedradv/ru/find_place?-obj=f2f5e2370b07304ef3b5b8e49151b780.
10. Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1989. – № 53 (1). – P. 197–214.

Дорофеева Е. С., Гурьев В. А.
ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ОБЗОР ОТКРЫТЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Открытыми пространственными данными (ОПД) являются данные о пространственных объектах и их наборах, составляющие основу информационного обеспечения геоинформационных систем, при этом имеющие статус свободно распространяемых.

Одним из популярных источников открытых данных для ГИС-исследований является OpenStreetMap (далее – OSM) – некоммерческий веб-картографический проект по созданию силами сообщества пользователей Интернета подробной, свободной и бесплатной географической карты мира. OSM использует топологическую структуру данных, состоящую из объектов: node (точка), way (линия), relation (отношение), tag (тег).

Node (точка) – это базовый элемент, имеющий координаты (широта и долгота). Из совокупности точек состоят более сложные объекты. Как правило, точками обозначаются объекты, не имеющие протяженности: столбы, вышки, остановки, наименования магазинов. Way (линия) – это последовательность точек. Если первая точка линии совпадает с последней, получается замкнутая линия. Замкнутая линия может обозначать полигон как площадной объект. Линиями могут обозначать контуры каких-либо территорий или объектов, например, зданий, парков, некоторых водных объектов (реки, озера), а также улицы, проезды, тротуары и т.п. Relation (отношение) – группы точек, линий и других отношений, которым назначаются некоторые свойства. Отношение группирует более простые объекты в более сложные. Как правило, отношениями являются территории в определенных границах: районы, здания, парки, площадки, реки. Например, автобусный маршрут также будет являться отношением, состоящим из линий маршрута и остановок, обозначенных точками. Tag (тег) – пары «ключ-значение», могут назначаться точкам, линиям и отношениям. Тегами описываются свойства этих объектов.

Далее будут приведены известные и используемые авторами открытые источники пространственных географических, геологических и геофизических данных.

OSMInfo – плагин для QGIS, разработанный компанией NextGIS. Он позволяет получать подробную информацию об объектах из OSM с помощью Overpass API. Для этого нужно щелкнуть в любом месте карты, чтобы получить данные OSM для этого места, даже если в проекте нет векторных данных. С помощью данного плагина удобно получать данные об административных границах территории, особо охраняемых природных территориях и водоемах, дорожной и городской инфраструктуре.

QuickOSM – плагин QGIS для загрузки данных с сервера Overpass. Для работы с данным плагином необходимо знать теги OSM, которые представляют собой конечную пару Key = Value (Ключ = Значение). Посмотреть доступные теги и их значения можно на сайте wiki.openstreetmap.org. Оптимально использовать функционал модуля для получения данных на неболь-

шой территории (например, в границах субъекта РФ): об административных границах, населенных пунктах, транспортной и жилой инфраструктуры, водных объектах, землепользовании, включая объекты сельского хозяйства. Например, для получения информации обо всех водоемах и водных потоках на определенной территории можно использовать теги: `<natural=water>`, `<natural=wetland>`, `<waterway=yes>`.

Overpass Turbo [11] – веб-инструмент анализа и извлечения данных для OSM, который работает через запросы Overpass API и показывает результаты на интерактивной карте. Overpass API выполняет поиск в базе данных OSM объектов, чьи метаданные или топология соответствуют критериям, указанным в структурированном языке запросов. Данный инструмент эффективно использовать для выгрузки и фильтрации массивных данных, например, границ Арктической зоны РФ, населенных пунктов субъекта РФ/федерального округа посредством сформированного Overpass-запроса.

Geofabrik [6] – ресурс, предлагающий бесплатные пространственные данные из необработанных данных OSM для различных стран по всему миру. Данные доступны в виде файлов `osm.pbf` и `shp.zip`. Наиболее удобен в использовании при выгрузке данных об административных границах и инфраструктуры на большие территории, таких как Российская Федерация, несколько субъектов РФ.

Natural Earth [9] – это ресурс с набором картографических данных в виде `shp`-файлов, файлов баз геоданных и растров в открытом доступе. Открытые слои для скачивания включают в себя: базовые карты (подложки) с рельефом, слои административных границ стран разных уровней, реки и озера, острова и ледники, батиметрические данные, транспортная инфраструктура (дороги, порты, аэропорты), городские территории, подписи стран на разных языках. Все эти слои – не просто набор линий, в них есть еще и атрибутивная информация. Большинство данных содержат названия объектов, а в некоторых есть и физические характеристики.

Геопортал Высшей школы экономики (ВШЭ) [14] – каталог пространственных данных, которые собраны, обработаны и проверены сотрудниками Центра геоданных и авторами геопроектов ВШЭ. Представлены пространственные слои муниципальных образований, субъектов, федеральных округов РФ, созданные на основе данных OSM и Росстата по состоянию на 01.01.2021 г., изохроны транспортной доступности, площадь криолитозоны на территории России, регионы Крайнего Севера и др.

OpenTopography DEM Downloader – плагин QGIS для выгрузки цифровой модели рельефа (далее – ЦМР) по всему миру. Доступные наборы данных ЦМР для загрузки: SRTM 90 m, SRTM 30 m, ALOS World 3D 30 m, SRTM GL1 Ellipsoidal 30 m, Global Bathymetry SRTM15 + V2.1, Copernicus Global DSM 30 m, Copernicus Global DSM 90 m, NASADEM Global DEM, Europe DTM 30 m, GEDI L3 Grid 1 km, GEBCOIceTopo Bathymetry 500 m, GEBCOSubIceTopo Bathymetry 500 m.

ArcticDEM [1] – проект, представляющий из себя тематический набор растровых данных в виде трехмерного отображения поверхности сухопутной части Арктики. В основе ArcticDEM лежат оптические стереоизображения, получаемые со спутников DigitalGlobe WorldView-1, 2, 3 с разрешением до 2 м. Данные ArcticDEM покрывают всю территорию Земли севернее 60° С.Ш. В дополнение к этому покрытию входят территории Гренландии, Аляски и Камчатского полуострова.

CGIAR-CSI GeoPortal [4] – ресурс, позволяющий свободно выгружать данные о рельефе, полученные с помощью радарной топографической съемки в рамках международного исследовательского проекта по созданию цифровой модели высот Земли SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, т.е. шаттловая радиолокационная топографическая миссия). Съемка охватила около 80 % суши (от 56° Ю.Ш. до 60° С.Ш.).

GEBCO Gridded Bathymetry Data Download [5] – веб-сайт, предоставляющий открытый доступ к гридам рельефа любой задаваемой пользователем прямоугольной области на земном шаре. Это непрерывная глобальная модель рельефа океана и суши с пространственным разрешением 15 угловых секунд.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского [12] на своих веб-ресурсах предоставляет широкий доступ к таким ОПД, как государственная геологическая карта России (ГИС-Атлас «Недра России»), нормативно-методические документы, программы и стратиграфическая основа ГК-200 и ГК-1000, карта размещения перспективных объектов РЗ, а также электронные атласы и справочники.

Единый фонд геологической информации о недрах (ЕФГИ). Реестр первичной и интерпретированной информации [15] – веб-ресурс Российского федерального геологического фонда, осуществляющий сбор, хранение и предоставление в пользование геологической информации, когда-либо созданной геологическими организациями СССР и современной России.

База данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий (Active faults of Eurasia and adjacent water areas, AFEAD) Лаборатории неотектоники и современной геодинамики Геологического института Российской академии наук (ГИН РАН) [13] интегрировала в едином формате материал, накопленный к настоящему времени многими исследователями. Она вмещает более 20 000 географически привязанных объектов – разломов, зон разломов и связанных с ними структурных форм с признаками последних перемещений в позднем плейстоцене и голоцене. Масштаб 1 : 500 000.

International Centre for Global Earth Models (ICGEM) [7] – Международный центр глобальных моделей Земли, являющийся одним из пяти веб-сервисов, координируемых Международной службой гравитационного поля (International Gravity Field Service, IGFS) Международной геодезической ассоциации (International Association of Geodesy, IAG). Основная задача сервиса – сбор и архивирование всех существующих статических и временных моделей глобального гравитационного поля, также он предоставляет онлайн-сервис для интерактивных расчетов, доступный широкой публике, например, он обеспечивает визуализацию пространственного и временного распределения глобального гравитационного поля.

Bureau Gravimetric International (BGI) [3] – Международное гравиметрическое бюро, являющееся научной веб-службой Международной геодезической ассоциации (International Association of Geodesy, IAG), Международного союза геодезии и геофизики (International Union of Geodesy and Geophysics, IUGG) и Глобальной системы геодезических наблюдений (Global Geodetic Observing System, GGOS). Основная задача сервиса – сбор, валидация и распространение всех измерений гравитации, полученных на поверхности Земли для научных целей. BGI поддерживает четыре глобальные гравиметрические базы данных: относительных измерений (полученных из наземных и морских исследований), абсолютных измерений гравитации и эталонных гравитационных станций. Также BGI участвует в исследовательской и образовательной деятельности в области гравиметрии, включая разработку программного обеспечения для обработки гравитационных данных.

Earth Magnetic Anomaly Grid 2-arc-minute resolution version 3 (EMAG2v3) [10] – глобальный грид магнитных аномалий Земли с разрешением 2 угловые минуты и высотой над геоидом 4 км, составленный на основе спутниковых, воздушных и корабельных магнитных измерений и свободно предоставляемый на геомагнитных веб-ресурсах Национальных центров экологической информации США (National Centers for Environmental Information, NCEI), Национальной информационной службы по космическим данным об окружающей среде (National Environmental Satellite, Data, and Information Service, NESDIS), Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

British Geological Survey (BGS). Geomagnetism [2] – Геомагнитное подразделение Британской геологической службы, сфера деятельности которой включает в себя измерение, регистрацию, моделирование и интерпретацию колебаний магнитного поля Земли. Результаты своей деятельности подразделение свободно предоставляет посредством своих веб-ресурсов, в том числе International Geomagnetic Reference Field (IGRF), 14th Generation Calculator – 14 версия Международного геомагнитного аналитического поля, а также World Magnetic Model (WMM) 2025 – Модель геомагнитного поля мира 2025 года.

Global Heat Flow Database (GHFDB) [8] – глобальная компиляция данных о тепловых потоках в мире, над которой работает Международная комиссия по тепловым потокам (International Heat Flow Commission, IHFC). База данных была создана в 1963 г. с момента основания IHFC, которая собирала данные со всей Земли, полученные с 1939 г.

В заключении хотелось бы отметить, что большинство вышеперечисленных открытых источников пространственных геоданных являются зарубежными, несмотря на вклад отечественных специалистов в создание и наполнение некоторых из них. В условиях стремительно меняющейся международной ситуации, в том числе с технической точки зрения, с целью обеспечения устойчивого функционирования и развития российской науки и производства необходимо создание собственных ресурсов, предоставляющих доступ к пространственным данным,

содержащим в себе, в том числе, географическую, геологическую и геофизическую информацию. ФГБУ «ЦНИГРИ» как один из передовых геологоразведочных российских институтов мог бы принять участие в реализации государственных программ по созданию и наполнению открытых отечественных источников данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ArcticDEM [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (дата обращения 10.01.2025)
2. British Geological Survey (BGS). Geomagnetism [Электронный ресурс]. – URL: <https://geomag.bgs.ac.uk/> (дата обращения 10.01.2025)
3. Bureau Gravimetric International (BGI) [Электронный ресурс]. – URL: <https://bgi.obs-mip.fr/> (дата обращения 10.01.2025)
4. CGIAR-CSI SRTM – SRTM 90 m DEM Digital Elevation Database [Электронный ресурс]. – URL: <https://srtm.csi.cgiar.org/> (дата обращения 10.01.2025)
5. GEBCO Gridded Bathymetry Data Download [Электронный ресурс]. – URL: <https://download.gebco.net/> (дата обращения 10.01.2025)
6. Geofabrik [Электронный ресурс]. – URL: <https://download.geofabrik.de/> (дата обращения 10.01.2025)
7. International Centre for Global Earth Models (ICGEM) [Электронный ресурс]. – URL: <https://icgem.gfz-potsdam.de/home> (дата обращения 10.01.2025)
8. International Heat Flow Commission (IHFC). Global Heat Flow Database [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database> (дата обращения 10.01.2025)
9. Natural Earth [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.naturalearthdata.com/> (дата обращения 10.01.2025)
10. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS). National Centers for Environmental Information (NCEI). Geomagnetism [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/earth-magnetic-model-anomaly-grid-2> (дата обращения 10.01.2025)
11. Overpass Turbo [Электронный ресурс]. – URL: <https://overpass-turbo.eu/> (дата обращения 10.01.2025)
12. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского [Электронный ресурс]. – URL: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/> (дата обращения 10.01.2025)
13. Геологический институт Российской академии наук (ГИНРАН). Лаборатория неотектоники и современной геодинамики. База данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий (AFEAD) [Электронный ресурс]. – URL: <http://neotec.ginras.ru/database.html> (дата обращения 10.01.2025)
14. Геопортал Высшей школы экономики (ВШЭ) [Электронный ресурс]. – URL: <https://geoport.hse.ru/portal/apps/sites/#/geodata/pages/geodata> (дата обращения 10.01.2025)
15. Единый фонд геологической информации о недрах (ЕФГИ). Реестр первичной и интерпретированной информации [Электронный ресурс]. – URL: <https://new.efgi.ru/#/registry/search> (дата обращения 10.01.2025)

Дубовченко Л. В., Черный Р. И.

Виллюйская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУДНЫХ ПРОБ СЕРЕБРЯНСКО-БОРИСОВСКОЙ ПЛОЩАДИ В РЕЖИМЕ СЭМ (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР)

Серебрянско-Борисовская площадь расположена в Таймырском Долгано-Ненецком муниципальном районе, на п-ове Челюскин, в междуречье рек Летняя и Серебрянка, в 580 км на север от поселка Хатанга. Район работ труднодоступен.

Территория находится в пределах Серебрянско-Челюскинского и Центрально-Челюскинского потенциальных рудных районов (ППР), граница между которыми условно проведена по Главному Таймырскому разлому. Серебрянско-Челюскинский ППР проходит к северо-западу от Глав-

ного Таймырского разлома, а Центрально-Челюскинский охватывает территорию к юго-востоку от Главного Таймырского разлома (1).

Геологическое строение участка определяется его нахождением в зоне Главного Таймырского разлома (рис. 1). К северо-западу от разлома распространены сложноподолцованные флишеидные образования рифейского возраста. К юго-востоку преобладают карбонатно-терригенные отложения продольнинской толщи и осадочно-вулканогенные образования лаптевской свиты позднерифейского возраста [1]. Интрузивные образования в пределах площади имеют ограниченное распространение и представлены силлами и дайками основного (долерит, габбро) состава. За пределами южной границы участка выходит крупный гранитный массив лодочниковского (C₁₋₂) комплекса.

На рассматриваемой территории установлены многочисленные разрывные нарушения, различные по размерам, типам, направлениям и возрасту. Благодаря хорошей и удовлетворительной дешифрируемости, контрастности геологического строения большинство показанных на геологической карте разрывных нарушений выделяется уверенно. На площади выделяются надвиги, взбросы, сбросы и нарушения неустановленной морфологии. В ориентировке разрывных нарушений преобладают два направления: северо-восточное (доминирующее) и северо-западное, до субширотного. Нарушения северо-восточного направления наиболее древние, северо-западные – молодые, секут и смещают первые.

В результате проведения поисковых работ на рудное золото, проводимых АК «АЛРОСА» (ПАО) за счет собственных средств, в 2023 году в ходе проведения поисковых геологических маршрутов были отобраны протолочные пробы в районе верховья р. Летняя и верховья р. Клязьма.

Пробы были обработаны в ЦАЛ компании (г. Мирный). Далее были проведены минералого-минераграфические исследования, заключающиеся в полном полуколичественном минералогическом анализе и изучении вещественного состава рудных минералов в режиме СЭМ.

В режиме сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) было проведено изучение трех полированных пластин с лабораторными номерами 1, 2 и 3. Изучение проведено на растровом электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 LMU, оснащенный рентгеновским энергодисперсионным микроанализатором AZTEC Advanced Inca Energy 350 с детектором X-MAX 80, который предназначен для проведения электронно-зондового микроанализа.

Лабораторная проба № 1 (верховье р. Летняя)

Проба отобрана из кварцевой жилы в правом борту верховья р. Летняя. Легкая фракция класса +1 мм состоит из кварца (90 %) и серицита (10 %). В тяжелой фракции -0,25 мм

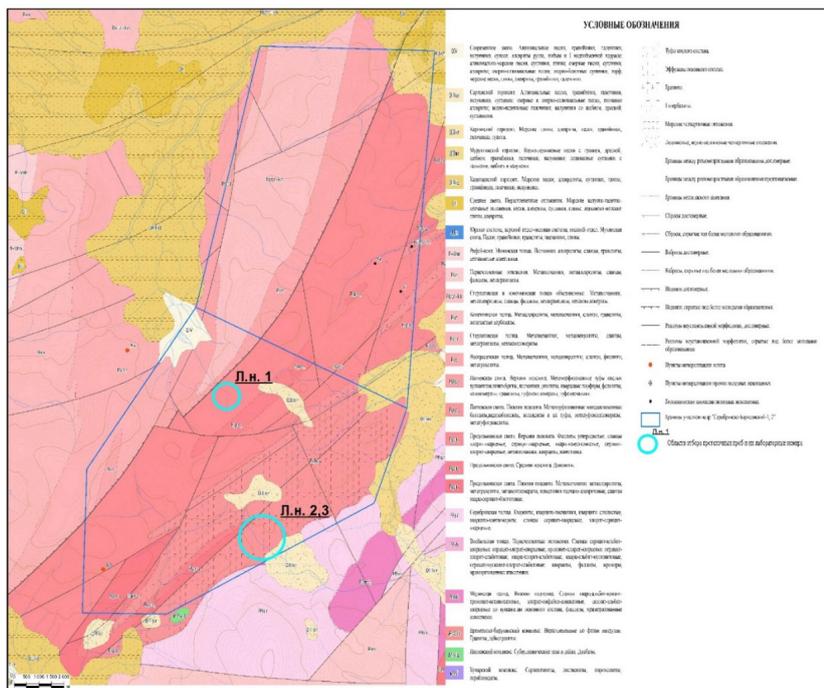


Рис. 1. Геологическая карта Серебрянско-Борисовской площади с областями отбора протолочных проб

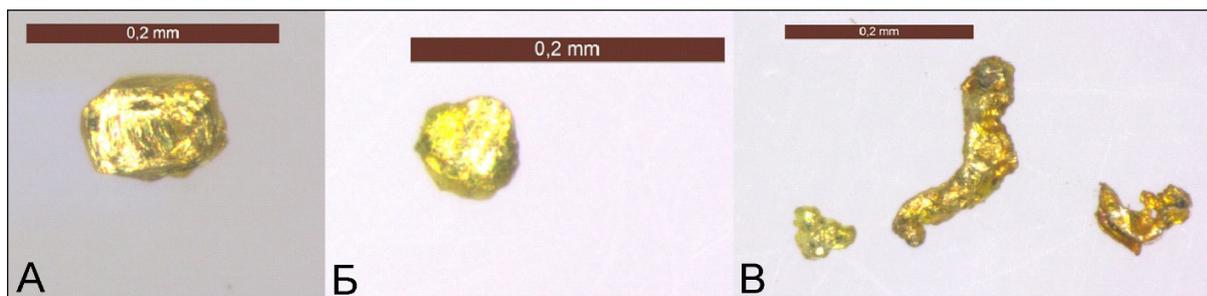
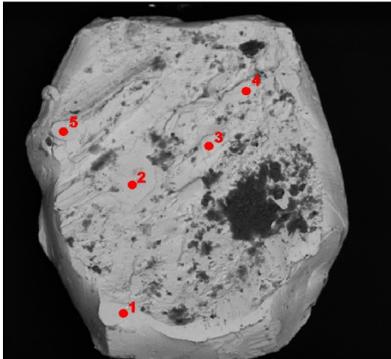


Рис. 2. Фотографии рудного золота из протолочных проб с лабораторными номерами 1 (а), 2 (б) и 3 (в)

найлены единичные знаки турмалина, альмандина, эпидота. В классе $-0,5+0,25$ встречены единичные знаки амфибола, сфена, эпидота, альмандина. Единственное зерно рудного золота найдено в неэлектромагнитной фракции кл. $-0,25$ мм, имеет ромбоэдрический облик с одной стороны и уплощенную форму с другой. Края и выступающие участки золота слегка сглажены. Цвет золотисто-желтый, блеск металлический (рис. 2, а).

Лабораторная проба № 2 (верховье р. Клязьма)

Проба отобрана из элювиально-делювиального развала кварцевой жилы на правом берегу верховья р. Клязьма. Легкая фракция $+1$ мм представлена кварцем (99 %) и серицитом (1 %). В тяжелой фракции $-0,25$ мм дополнительно встречены в единичных знаках: магнетит, малахит, гематит, хромит. Золото найдено в классе $-0,25$ мм: 1 знак, рудное, уплощенной формы, с неявно выраженными искаженными гранями по бокам. Цвет золотисто-желтый, все выступающие части сглажены (рис. 2, б).



Название спектра	. 1	. 2	. 3	. 4	. 5
Fe	0	0,55	0	0,36	0
Ni	0	0	0,06	0,04	0
Cu	0	0,24	0	0,21	0,08
Pd	0	0	0,02	0	0,13
Ag	3,46	3,67	3,93	3,58	3,33
Cd	0	0	0	0	0
Au	99,42	97,75	95,88	96,94	99,12
Bi	0	0	0	0	0,22
Сумма	102,87	102,21	99,89	101,14	102,88
Минерал	золото	золото	золото	золото	золото

Рис. 3. Фото рудного золота, установленного в пробе № 1 в верховье р. Летняя, с результатами замеров, в весовых %

Лабораторная проба № 3 (верховье р. Клязьма)

Проба отобрана из элювиального развала сближенных кварцевых жил на левобережье верховья р. Клязьма. Легкая фракция $+1$ мм состоит из кварца (100 %). Найлены 3 знака золота в классе крупности $-0,25$ мм, зерна неправильно-изометрической формы, поверхность ямчато-бугорчатая, края неровные, 1 знак в сростках, 1 знак в виде стружки и 1 знак удлиненной формы в виде веточки, цвет зерен золотисто-желтый (рис. 2, в).

В режиме СЭМ проведено изучение состава рудного золота из протолочных проб, который показал, что золото, установленное в верховье р. Летняя – высокопробное (рис. 3), а золото, установленное в верховье р. Клязьма низкопробное (электрум). Также при изучении проб, помимо рудного золота в пробах верховья р. Клязьма, были установлены зерна самородной меди.

Таким образом, имея достаточно малый объем информации, мы можем обоснованно говорить о наличии в пределах Серебрянско-Борисовской площади нескольких формационных типов минерализации:

- Золото-кварцевый убогосульфидный в верховье р. Летняя, для которого характерно высокопробное преимущественно мелкое золото;
- Золото-медный в верховье р. Клязьма, с низкопробным золотом и самородной медью.

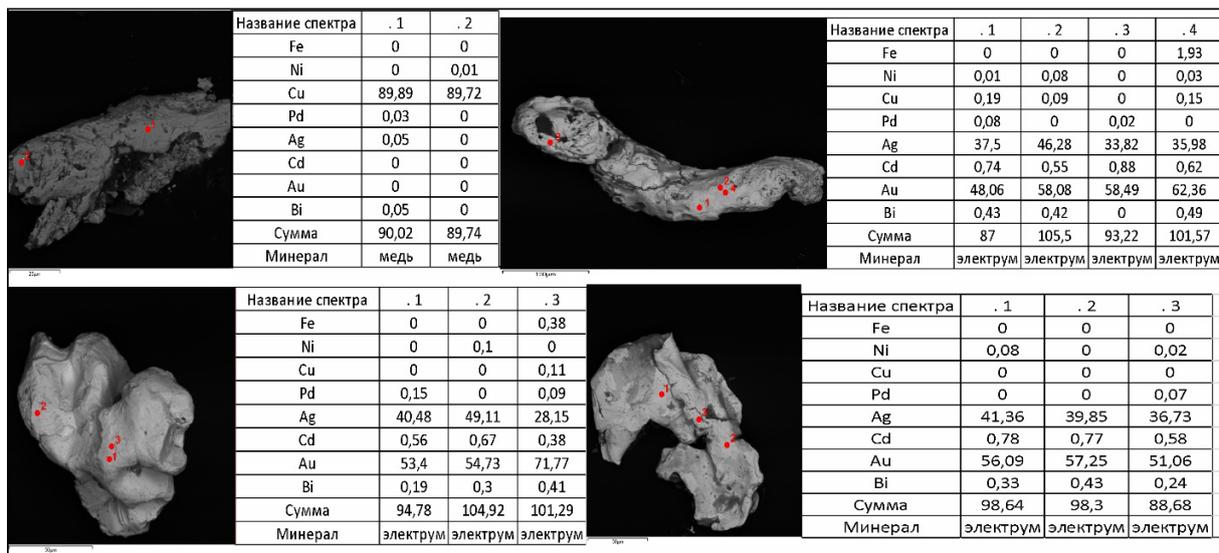


Рис. 4. Фото рудного золота и самородной меди, установленных в пробах № 2 и 3 в верховье р. Клязьма, с результатами замеров, в весовых %

О наличии нескольких формационных типов минерализации так же говорит различный тип минерализации гидротермальных образований: в верховье р. Летняя преобладает в основном пиритовая минерализация, редко отмечаются халькопирит, галенит, арсенопирит. Количество рудных минералов редко превышает 1 %, рудные минералы очень мелкие (1–2 мм) и тяготеют к зальбандам. Для гидротермальных образований в верховье р. Клязьма характерен пирит-халькопирит-борнитовый тип минерализации с халькозином и гипергенными минералами меди (малахит, азурит). Количество рудных минералов от 1 до 5 %. Распределение в гидротермальных образованиях гнездовое, обычно это крупные скопления мелкокристаллических рудных минералов размером от 1 до 3 см, распределенных неравномерно по объему жил.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марковский В. А., Кобаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Проскурнин В. Ф., Шнейдер Г. В. [и др.] Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга), Т-48-XIX, XX, XXI (п.ст. Челюскин) Т-48-XXII, XXIII, XXIV (о. Самуила), Т-48-XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова), Т-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). – Норильск : фонды ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология», 2000.

Дубовченко Л. В., Черный Р. И.

Вилуйская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МАСШТАБА 1 : 50 000 В ПРЕДЕЛАХ СЕРЕБРЯНСКО-БОРИСОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР)

Серебрянско-Борисовская площадь расположена в северной части полуострова Таймыр, в междуречье рек Летняя и Серебрянка (Красноярский край, Долгано-Ненецкий муниципальный район).

Первые площадные литохимические поиски были проведены на севере изучаемой площади Е. А. Дроботенко в 1999 г. [1], но результаты по съемке не были получены из-за прекращения работ в связи с отсутствием финансирования. Для выявления аномальных потенциально рудоносных участков в пределах Серебрянско-Борисовской площади в 2023 г. АК «АЛРОСА» (ПАО) были проведены первые площадные литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в масштабе 1 : 50 000 на площади в 111,6 км² (с вычетом площадей пойм и долин водотоков). Литохимические поиски по ВОР были проведены по сети 500 × 50 м, направление профилей

было задано в крест простирания основных структур на северо-запад (310°). Съемка проводилась с попутной геологической документацией коренных обнажений и картированием гидротермально-метасоматических образований.

Во II квартале 2024 г. были получены результаты лабораторно-аналитических исследований по литохимическим пробам, включающих пробирный анализ на золото с ICP-AES окончанием и ICP-AES на комплекс элементов (33 элемента).

Обработка результатов площадного литохимического опробования по ВОР производилась в соответствии с действующими инструкциями и методическими руководствами. Была создана единая база данных, а также отдельные выборки по стратиграфическим подразделениям, структурным зонам, геохимическим аномалиям золота и элементов-спутников, по которым производился статистический анализ. Проведение статистического анализа заключалось в определении фоновых и минимально-аномальных значений, расчете параметрических характеристик аномалий, коэффициентов концентраций и др. Были построены моноэлементные и полиэлементные карты, которые наглядно демонстрируют распределение элементов по площади и положение их аномалий.

Геологическое строение площади определяется ее нахождением в зоне Главного Таймырского разлома. К северо-западу от разлома распространены сложнодислоцированные флишеидные образования рифей-ранневендского возраста, представленные ритмично переслаиваемыми метаморфизованными терригенными породами. Толщи подразделяются (снизу вверх) на воскресенскую, стерлеговскую и конечнинскую, объединенные в ленивенскую серию. К юго-востоку преобладают карбонатно-терригенные отложения продольнинской толщи и осадочно-вулканогенные образования лаптевской свиты позднерифейско-ранневендского возраста [4].

Структура района имеет мозаично-блоковый рисунок и характеризуется сложным сочетанием многопорядковой складчатости и многочисленных разноамплитудных продольных и поперечных разрывных нарушений; доминирующими являются соскладчатые разломы северо-восточного и север-северо-восточного направлений. Зона Главного Таймырского разлома имеет взбросо-сдвиговой характер. Нарушения северо-восточного простирания подчеркиваются обилием зон дробления, сульфидно-кварцевого прожилкования, кварцевых жил, зон метасоматического преобразования пород [2].

Кварцево-жильные образования формируют единую полосу шириной от 1 до 10 км, протягивающуюся с юго-запада на северо-восток за пределы участка, образуя так называемую Серебрянскую ветвь Челюскинского кварцево-жильного пояса [3]. Простирание ветви согласно с простиранием основных разрывных и складчатых структур района – СВ $20-40^\circ$. Внутренняя структура ветви определяется морфологией и характером размещения слагающих ее кварцево-жильных зон.

Объем (4474 пробы) и плотность литохимического опробования Серебрянско-Борисовской площади позволили в определенной мере охарактеризовать ее геохимическую специализацию.

Так как площадь работ расположена в зоне сочленения двух структурных зон (Карский блок и Центральнo-Таймырская складчатая область), сложенных в различной степени измененными метавулканидами и терригенно-карбонатными толщами, был произведен статистический анализ проб отдельно по каждому блоку по всем элементам в пределах всех литолого-стратиграфических подразделений, показавший, что значимые различия в геохимии в пределах этих структур не выявляются, и поэтому были использованы единые фоновые параметры для обеих структур. Исключением являются отложения средней подтолщи продольнинской толщи и лаптевской свиты (Центральнo-Таймырская область), выделяющиеся резким дефицитом мышьяка, лития и бериллия.

Характеристику структуры геохимического поля Серебрянско-Борисовской площади целесообразно начать с анализа распределения содержаний химических элементов в фоновой выборке литохимических проб в сравнении с кларками концентраций метаморфических горных пород по А. П. Виноградову [5]. В сравнении с кларком концентрации для метаморфических пород подавляющее большинство элементов находится в резком дефиците (Li, Cu, Ba, Y, Be, Sb) либо близко к кларковым (Pb, As (для лаптевской свиты), Co, Sr, Mn, Sc, Zn, Ti, V). Превышение над кларком обнаруживают As (Карский блок), Ni, Ag, Mo, Au.

Провести анализ данных по сравнению с региональным фоном пород не представляется возможным в связи с отсутствием таких данных на данную территорию.

Таким образом, уровень фона большинства элементов исследованного комплекса близок к соответствующим значениям кларков в метаморфических породах, а подавляющее большинство выделяемых аномалий интенсивностью более С2-3 связаны, по-видимому, с наложенными, в том числе рудными, процессами.

В целом установлены следующие особенности в распределении элементов исследованного комплекса на территории Серебрянско-Борисовской площади. В первую очередь, выделяется группа элементов, распределенных неравномерно, образующих во вторичных ореолах контрастные ореолы и обнаруживающих связь с конкретными геологическими объектами. К таким элементам относятся золото, мышьяк, свинец, молибден (рис. 1, а–в). В пределах Серебрянско-Борисовской площади пространственно совмещенные вторичные ореолы этих элементов прослеживаются несколькими аномальными участками вдоль зоны влияния Главного Таймырского надвига (см. рис. 1, д), где на сегодня прогнозируется выявление золоторудных объектов.

Группа элементов, объединяющая Zn, Li, Sb, Co, Ni, Cu, Sn, Ba, Sr, Sc, V, Y, Be, в пределах Серебрянско-Борисовской площади характеризуется слабоконтрастными вторичными ореолами, отражающими геохимическую зональность вокруг геологических объектов, либо геохимическую специализацию последних.

Далее вкратце дан анализ результатов литохимического опробования по построенным картам вторичных ореолов рассеяния. Распределение серы (см. рис. 1, г) и железа четко фиксирует зону влияния Таймырского разлома, за пределами этой зоны, шириной 2 км, содержание данных элементов резко падает. Распределение кальция (области максимальных значений) отчетливо показывает выходы карбонатных пород продольненской толщи. Вторичные ореолы кобальта своими максимальными значениями выделяют области развития интрузивных образований основного состава (габбро).

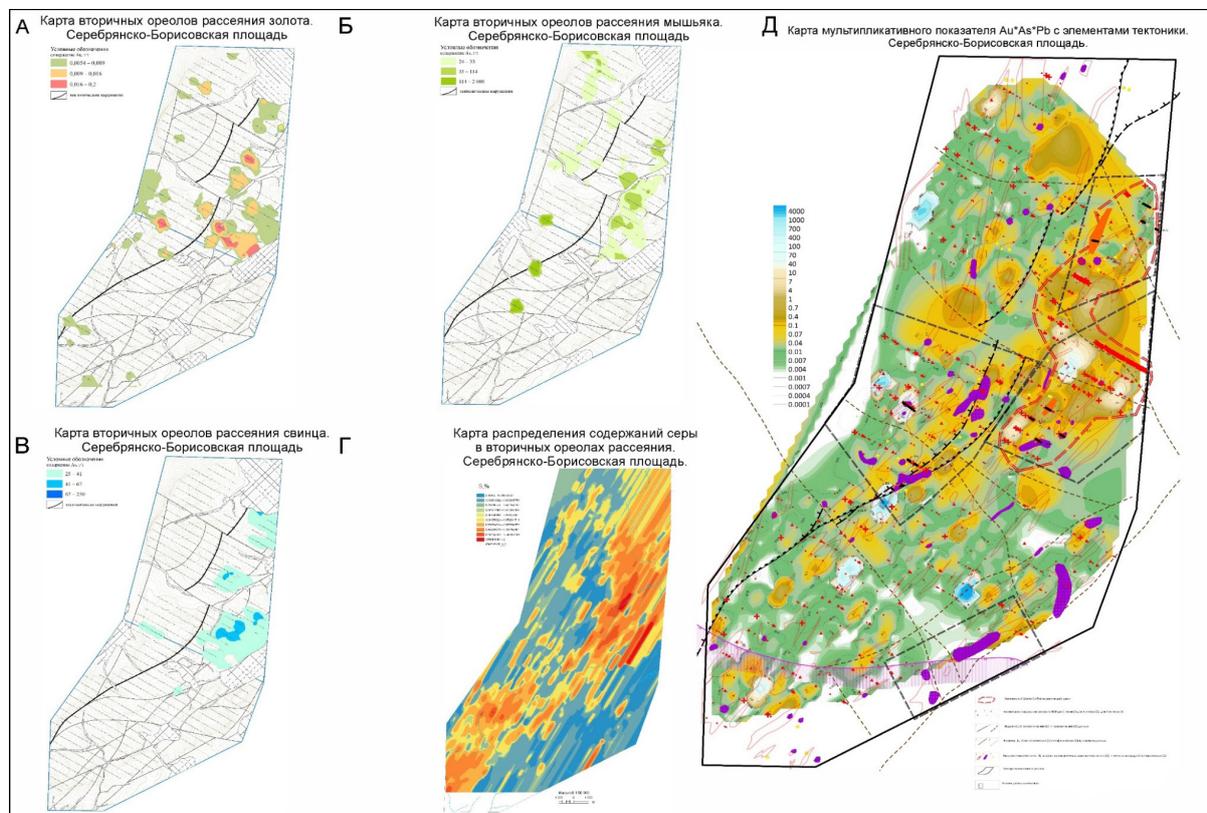


Рис. 1. Карты распределения вторичных ореолов рассеяния золота (А), мышьяка (Б), свинца (В), серы (Г) и мультипликативного показателя Au·As·Pb с элементами тектоники. Серебрянско-Борисовская площадь

Аномалии хрома развиты по породам верхне-лаптевской подсвиты и отражают ее геохимические особенности. Распределение мышьяка в пределах площади воспроизводит ее геологическое строение, четко фиксируется зона выхода пород лаптевской свиты Центрально-Таймырской складчатой области, для которой характерен резкий дефицит этого элемента, в отличие от остальных пород; также отмечается большая обогащенность пород Карского блока мышьяком, по сравнению с породами Центрально-Таймырской складчатой области. Наиболее интенсивные аномалии мышьяка развиты в восточной части площади (водораздел руч. Водораздельный – Вилка), где ореолы мышьяка имеют пространственную связь с ореолами золота, но превосходят их по площади. Содержания серебра в рыхлых отложениях исследуемой площади невелики, однако, условно можно выделить две сравнительно аномальные зоны распространения данного элемента. Первая расположена в бассейне верховья руч. Вилка, вторая охватывает площадь от верховья р. Летняя и далее на СВ к безымянному левому притоку р. Серебрянка. Выделяется серией многочисленных сближенных ореолов площадью первые сотни квадратных метров (единичные 1,0 км²). В целом они группируются в полосу СВ простирания (60°), вероятнее всего фиксируют зоны тектонических нарушений. Свинец единственный элемент, который в пределах изучаемой территории образует четкие площадные (1,8–7,6 км²) контрастные ореолы и имеет пространственную связь с ореолами золота, а также фиксирует положение выделяемых участков детальных поисковых работ. Сурьма и молибден отмечаются единичными точечными пробами с аномально высокими значениями. Остальные элементы в пределах площади не образуют информативных вторичных ореолов рассеяния.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроботенко Е. А., Кривошеев О. П., Онищенко А. Н. [и др.] Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Челюскинской площади (Информационный отчет по незавершенным работам за 1993–2002 гг.). – Хатанга, 2002.
2. Забияка А. И., Забияка И. Д., Верниковский В. А. [и др.] Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. – Новосибирск : Наука, 1986. – 144 с.
3. Макарьев А. А., Макарьева Е. М., Падерин П. Г., Шнейдер Г. В. [и др.] Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности п-ва Таймыр (отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1980–1985 гг.). – Норильск : ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология», 1985.
4. Марковский В. А., Кобаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Проскурнин В. Ф., Шнейдер Г. В. [и др.] Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Таймырская. Листы Т-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга), Т-48-ХІХ, XX, XXI (п. ст. Челюскин) Т-48-XXII, XXIII, XXIV (о. Самуила), Т-48-XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова), Т-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). – Норильск : ЦАГРЭ ПГО «Севморгеология», 2000.
5. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / Под ред. А. П. Соловова. – М. : Недра, 1990. – 335 с.

Еременко А. В., Краснов А. Н.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ШЛИХОВЫХ ПРОБ ПЛОЩАДИ ЧЕРЕМНАЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

Площадь Черемная расположена в пределах Тунгиро-Олекминского и Могочинского районов Забайкальского края. В металлогеническом плане она находится в Бухтинском-Кедровском золоторудном узле, в Урюмо-Нюкжинской зоне восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса и приурочена к выступу архейских пород (Могочинская глыба).

В геологическом строении района принимают участие метаморфические, осадочно-вулканогенные, осадочные и магматические образования различного возраста.

Вмещающие породы представлены архейским метаморфическим фундаментом и нижнеюрскими вулканокластическими образованиями куйтунской серии. По долинам рек развиты четвертичные отложения, представленные в основном валунно-галечным материалом с прослоями грубозернистого песка и линзами глин аллювия.

Значительная часть площади сложена интрузивными образованиями разного возраста: раннепротерозойского, раннепалеозойского (олекминский комплекс), триасового (амананский комплекс) и продуктивного позднеюрского (амуджиканский комплекс) [2, 3].

В пределах площади известен ряд проявлений золота (Бухтинское, Верхнечеремнинское, Дайковое, Верхне-Глубокинское и др.), также присутствуют пункты золотой минерализации и шлиховые потоки золота.

Геологические работы на золото начали проводиться с первой половины XX в. в связи с открытием и отработкой россыпей золота в долинах рек Бухты, Бол. Могочи, Черемной и других.

В рамках прогнозно-ревизионных работ по площади Черемная по левым бортам рек Черемная, Бухты и в верховьях реки Малая Могоча были пройдены несколько линий шурфов, из которых отобраны литохимические, шлиховые и штучные пробы.

Во вскрытых шурфах отмечались средне-крупнозернистые граниты и гранодиориты с порфиридовидными вкрапленниками калиевых шпатов. Породы часто интенсивно изменены: окварцованы, гематитизированы, хлоритизированы, лимонитизированы, эпидотизированы и каолинизированы. Первоначальная структура пород зачастую не сохранилась.

По полученным шлихам из шурфов, пройденных вкрест простирания предполагаемых минерализованных зон, был проведен сокращенный полуколичественный минералогический анализ с попутным извлечением самородного золота, который показал следующее:

1. Большая часть (76 %) тяжелой фракции состоит из: магнетита, иногда мартитизированного или с примазками глинистых минералов; металлического гематита; гидроксидов железа и окисленного пирита кубической, реже более сложной морфологии.

2. Около 12 % приходится на обломки, агрегаты и сростки минералов.

3. В меньшем количестве (9 %) присутствуют минералы: амфибол, сфен, эпидот.

4. Редко (3 %) встречаются турмалин, апатит, циркон, слюда (биотит), минералы группы рутила, гранат и хлорит.

5. В единичных пробах присутствовали знаки молибденита, галенита, малахита и вольфенита, а также халькопирит, содержания которого достигали в отдельной пробе 15 %.

6. Выделенное из шлихов золото в количестве от 1 до 5 знаков размером 0,1–0,25 мм – «рудного облика», представлено в большей мере искаженными кристаллами с оглаженными гранями, на отдельных зернах отмечались примазки гидроксидов железа. Цвет золотинок ярко-желтый и серебристо-желтый, что может свидетельствовать о присутствии золота разной пробности, связанного с проявлением нескольких типов золоторудной минерализации, на что указывает широкий набор рудных минералов в пробах.

Присутствие в отдельных пробах большого количества (от 70 до 90 %) гематита, гидроксидов железа, часто образующего псевдоморфозы по сульфидам, окисленного пирита и единичной пробы халькопирита (до 15 %), а также наличие в отдельных пробах знаков самородного золота, галенита, молибденита, вторичных минералов меди и свинца свидетельствуют о том, что линиями шурфов была вскрыта зона с сульфидной минерализацией.

По результатам минералогического анализа были построены графики распределения минералов по пройденным линиям шурфов, которые позволили проанализировать взаимосвязь минералов с золотом и между собой, определить минералы-спутники золоторудной минерализации.

По полученным данным, а также по аналогии с золото-полиметаллическим Новоширокинским [4] и золото-сульфидно-кварцевым Итакинским (участок Малеевский) [1] месторождениями условно выделяются несколько групп минералов, отражающих состав вмещающих пород, околорудных метасоматитов и проявлений рудной минерализации:

- магнетит, амфибол, сфен, слюду, циркон, рутил можно отнести к минералам магматических пород;

- гидротермально-метасоматические изменения (зона пропилитизации) выделяются по широкому распространению в шлихах эпидота, пирита;

- шлихи, отобранные в непосредственной близости от минерализованных зон, характеризуются значительным количеством металлического гематита, гидрооксидов железа, а также присутствием пирита разной морфологии, турмалина, молибденита, галенита, халькопирита, вторичных минералов коры выветривания (вульфенита) и самородного золота.

Широкий спектр рудных минералов, присутствие двух видов золота различной пробыности с учетом результатов литохимического опробования позволяют сделать предварительные выводы о проявлении в пределах площади двух типов рудной минерализации: золото-гематит-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой, с которыми могут быть связаны промышленные концентрации золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Б. Н., Калинин Ю. А., Боровиков А. А. Итакинское золоторудное месторождение: изотопный состав, вероятные источники рудного вещества (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. – 2022. – № 2. – С. 6–22.
2. Акулов И. В., Дранников С. С. [и др.] Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Бухтинской площади (Забайкальский край) проведенных в 2007–2011 гг. – Чита : ЗАО «ЗРК «Омчак», 2011.
3. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Листы N-51-ХIII, N-50-ХVIII.Объяснительная записка.
4. Прокофьев В. Ю., Киселева Г. Д., Долманова-Тополь А. А. [и др.] Минералогия и условия формирования Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59, № 6. – С. 542–575.

Еременко Р. У.¹, Игнатов П. А.¹, Илларионов П. Н.²

¹ МГРИ, г. Москва, ² АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АНАЛИЗА ФОНОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ Cr, V, Co, Ni, Zn И Zr ВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ДЛЯ ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

Введение. В Западной Якутии проводятся интенсивные поисковые работы на алмазоносные кимберлиты. Геохимические методы поисков коренных месторождений алмазов применяются на них с конца 1970-х гг. [5]. Сегодня в условиях поисков на закрытых территориях с применением бурения геохимические работы основаны на опробовании керна и нацелены на обнаружение концентрационных аномалий преимущественно Cr и Ni как типоморфных элементов кимберлитов. Однако даже в ближайшем околотрубочном пространстве содержание этих элементов далеко не всегда превышает фон. В связи с этим представлен новый подход выявления участков с кимберлитами с использованием анализа соотношений фоновых содержаний Cr, V, Co, Ni, Zn и Zr во вмещающих породах нижнего палеозоя.

Фактический материал. АК «АЛРОСА» накоплен огромный материал в базах данных о результатах ИСП-АЭС и РФА анализов пород нижнего палеозоя, вмещающих девонские кимберлиты трех районов: Мало-Ботуобинского, Средне-Мархинского и Ыгыаттинского. Взяты данные по карбонатным породам олдондинской свиты ордовика, вмещающим Майское месторождение (115 РФА анализов в выборке фоновых содержаний и 94 анализа в выборке вблизи кимберлита); данные по терригенно-карбонатным породам холомолохской свиты кембрия Сюльдюкарского кимберлита (93 ИСП-АЭС анализа в выборке фоновых содержаний и 48 анализов в выборке вблизи тела). В качестве эталонного участка без кимберлитов выбраны породы также холомолохской свиты участка детализации Локальный (60 РФА анализов) на площади Улахан-Курунг-Юрях (220 РФА анализов). В качестве перспективной площади выбран участок по породам той же свиты (62 ИСП-АЭС анализа) в пределах поисковой площади Бестях (120 ИСП-АЭС анализов).

Методика. Методика обработки аналитического материала включает семь процедур:

1. разделение проб на околосимбиритовые, включающие локальные участки (до 100 м от кимберлита) и фоновые (дальше 200 м от тела в пределах поля);
2. отбраковка проб на основании содержаний макроэлементов для снятия влияния процессов древнего выветривания;
3. выбор типоморфных микроэлементов для анализа, исходя из геологического строения и особенностей площади;
4. расчет закона распределения в выборках и расчет средних и медианных значений для каждого элемента;
5. отбраковка и исключение экстремальных значений, составляющих больше медианного в 10 раз для снятия заведомо аномальных концентраций;
6. расчет коэффициентов корреляции;
7. интерпретация и сравнение данных по фону с околосимбиритовыми участками и поисковыми площадями, в том числе теми, где вероятно наличие трубки взрыва.

Результаты исследования. Для сравнения результатов применения методики первоначально необходимо убедиться в корректности сравнения представленных участков, находящихся в разных алмазоносных районах (рис. 1). Следует отметить, что Мало-Ботубинский и Ыгыаттинский районы имеют весьма сходное геологическое строение. Средне-Мархинский район отличается: в нем не проявлена триасовая трапповая формация, а также присутствуют ярко выра-

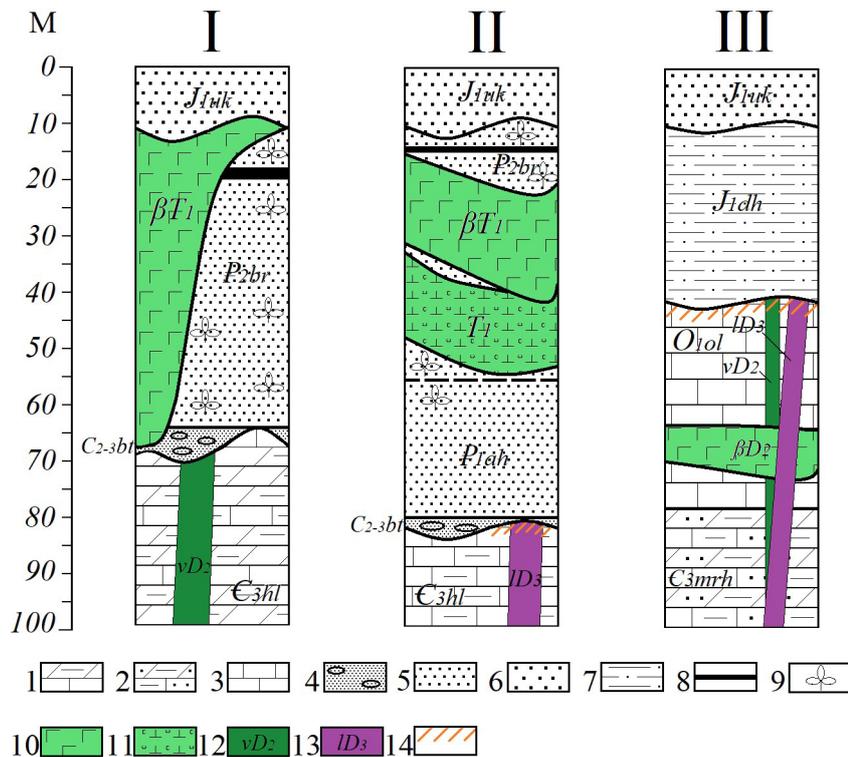


Рис. 1. Сводные колонки Мало-Ботубинского (I), Ыгыаттинского (II) и Средне-Мархинского (III) алмазоносных районов и геологическая позиция потенциальных месторождений алмазов в кимберлитах [2]:

1–4 – мелководно-морские отложения верхнего кембрия мирнинской и холмолохской свит и олдондинской свиты ордовика: 1 – сероцветные песчано-глинисто-карбонатные, 2 – сероцветные и красноцветные карбонатно-глинистые, 3 – сероцветные доломиты и известняки, 4 – сероцветные полимиктовые конгломераты и песчаники ботубинской свиты карбона–перми; 5 – пермские угленосные песчаники боруллойской и ахтарандинской свит; 6–7 – мелководно-морские юрские отложения: 6 – песчаники, 7 – глины и алевролиты; 8 – слои бурых углей; 9 – углефицированный растительный детрит; 10 – силлы триасовых габбро; 11 – триасовые туфы основного состава; 12 – девонские дайки и силлы основного состава; 13 – кимберлиты, в том числе алмазоносные; 14 – древние коры выветривания

женные переотложенные глинистые коры выветривания триас-юрского возраста, представленные дяхтарской свитой (J1dh).

Метод, предлагаемый авторами, предполагает изучение коэффициентов корреляции фоновых значений именно в осадочных породах нижнего палеозоя, так как они широко распространены и имеют близкий состав. Была выбрана холмолохская свита верхнего кембрия для Ыгыаттинского и Мало-Ботуобинского районов и олдондинская свита нижнего ордовика в Среднемархинском поле.

При анализе коэффициентов корреляции в фоновых и околокимберлитовых пространствах было выявлено снижение корреляционных связей для пар ряда элементов в породах рассматриваемых свит каждого исследуемого тела.

Например, для Майского месторождения отмечены значимые изменения значений коэффициентов корреляции (рис. 2) для пар Cr-V, Co-V, Cr-Co, Zr-Ni и Zn-Zr. Значимость изменения осуществлялась экспресс-проверкой с применением шкалы Чеддока [1].

Эти же пары элементов на перспективном участке поисковой площади Бестях показывают схожее снижение значений коэффициентов корреляции. Надо отметить, что для пар Cr-Co и Zn-Zr выводы некорректны, так как в обеих выборках связи низкие.

Также необходимо учесть, что некоторые пары элементов в разных районах «работают» по-разному, что обусловлено геологическими особенностями. Например, в Накынском поле отмечена сфалеритовая минерализация, объясняющая особенности значений и соотношений коэффициентов корреляции Zn с другими элементами.

Высокая корреляция между элементами фоновых содержаний для осадочных пород, очевидно, обусловлена процессами выветривания, морской седиментации, диагенеза и катагенеза терригенно-карбонатных отложений. На всех стадиях литогенеза должно

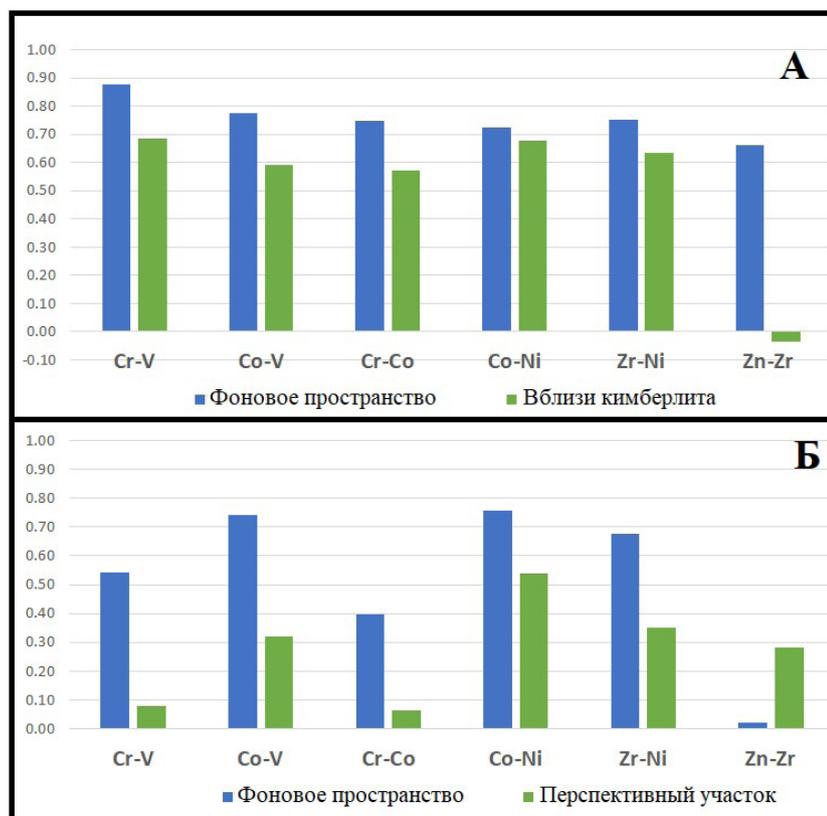


Рис. 2. Значения коэффициентов корреляции фоновых и околотрубочных содержаний на объекте Майское (А) Средне-Накынского района, а также фоновых и находящихся внутри перспективного участка содержаний элементов на поисковой площади Бестях (Б) Мало-Ботуобинского района

происходить выравнивание содержаний и установление прочных связей за счет однотипных процессов дифференциации элементов в литогенезе [4].

Для объяснения нарушения таких связей в околотрубочном пространстве надо помнить, что по ряду представлений формирование кимберлитов происходило в результате фреатомагматических взрывов [3].

Выводы. Выявленное нарушение корреляционных связей для пар элементов в измененных осадочных породах кембрия и ордовика, слагающих околотрубочное пространство Майского, Сюльдюкарского и Озерного месторождения, опробованное на перспективной поисковой площади Бестях, представляется новым методом поисков коренных алмазных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жукова А. А., Минец М. Л. Биометрия в трех частях. Часть 3. Корреляция и регрессия. – Минск : Белорусский государственный университет, 2021. – С. 11.
2. Игнатов П. А., Еременко Р. У., Толстов А. В., Овчинников И. М. Перспективы обнаружения месторождений стратегических полезных ископаемых (Cu, Co, Ni, EPG, Sc, V, Li, REE, Sr, графит, углеводород) в алмазоносных районах Юга Западной Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2024. – 66(1). – С. 65–78.
3. Игнатов П. А., Новиков К. В., Зарипов Н. Р., Ходня М. С., Бурмистров А. А., Лисковая Л. В., Килижеков О. К. Эруптивные флюидоразрывные образования Накынского алмазоносного поля Якутии // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология. – 2018. – № 6. – С. 37–44.
4. Летникова Е. Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента палеоазиатского океана // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 70–81.
5. Ягнышев Б. С. Вторичное минералообразование пород нижнего палеозоя как основа минералого-геохимического картирования при поисках кимберлитов // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований Якутии. – Якутск : ЯФ АН СССР, 1985. – С. 110–116.

Иванова Н. Д.¹, Лейбгам П. Н.¹, Бучко И. В.^{2,3}

¹ ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, ² АО «Росгеология», г. Москва,

³ АО «Дальневосточное ПГО», г. Хабаровск

ВЗАИМОСВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУКОСУЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (О. САХАЛИН)

Рукусуевская площадь расположена в центральной части острова Сахалин, в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор и административно находится в Смирныховском районе. Исследуемая площадь занимает большую часть Рукусуевского рудно-россыпного поля Лангерийского рудного узла Лангерийско-Рукутамского рудного района Рукутама-Армуданской металлогенической зоны.

Территория исследования с 1960-х гг. известна как богатый золотороссыпной район, на котором добыча производилась до недавнего времени, с чем и связан интерес к объекту исследования. В рамках проводимых работ на площади одной из задач являлось выявление взаимосвязи рельефа и геологического строения территории как звена между россыпным и коренным золотом с целью уточнения критериев и признаков именно для коренного золота.

Площадь исследования расположена в пределах мел-палеогенового верхнелангерийского метаморфического комплекса, который, в свою очередь, делится на черносланцевый, слюдяно-кварцевый и зеленосланцевый подкомплексы, перечисленные по распространению в направлении с юга на север площади [2]. Все три подкомплекса представлены на Рукусуевской площади,

однако значительно преобладает именно слюдяно-кварцевый. Он сложен пльчатými гнейсами серицит-альбит-кварцевыми и сланцами кварц-хлорит-серицитовыми углеродсодержащими с линзами, блоками и пакетами сланцев альбит-эпидот-хлоритовых с альбит-кварцевыми и кварцевыми жилами и прожилками, ориентированными согласно сланцеватости (с учетом данных полевых исследований авторов).

Согласно предшественникам [2], породы черносланцевого подкомплекса наименее метаморфизованы и представлены филлитами и филлитовидными сланцами. По тем же данным, зеленосланцевый подкомплекс сложен ортосланцами эпидот-хлорит-актинолитовыми, актинолит-хлорит-эпидотовыми и актинолит-эпидот-роговообманковыми.

Авторы провели комплексный анализ среднемасштабной топографической карты и данных SRTM (радарной топографической съемки) на площади в 3500 км² (рис. 1). Определение крутизны склонов выполнено в программе ArcMap, где с помощью инструмента «Уклон» составлена схема величин уклонов на основе данных SRTM [1] (рис. 2). Для лучшей визуализации рельефа дополнительно использовались инструменты «Отмывка», «Кривизна», «Экспозиция».

В результате анализа по представлениям авторов были выделены разноранговые участки рельефа по высоте рельефа и крутизне склона. Участки были объединены блоками (обозначены на схемах цифрами I, II, III и IV), в пределах блоков выделены зоны (цифры 1, 2, 3 и 4), в которых выделены более мелкие подзоны (1а, 1б, 1в и т. п.).

Были выделены четыре блока:

I. Блок расположен на западе схемы (см. рис. 1), в пределах которой находится долина крупной реки Поронай. В географическом плане блок представлен Тымь-Поронайской низменностью, разделяющей Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы. С тектонической точки зрения это зона Тымь-Поронайского прогиба. Средняя отметка высот около 100 м с разбросом до 100 м. Блок характеризуется крайне низкими углами склонов – до 5–7 градусов.

II. Переходный блок между Тымь-Поронайской низменностью и Восточно-Сахалинскими горами, отнесенный к возвышенностям и низкогорному рельефу. Отмечается значительный разброс высот по сравнению с другими блоками. Максимальная высотная отметка на западе блока – 900 м. Близкие к минимальным находятся в пределах долины р. Лангери – 300 м. Значения углов склонов варьируют от нуля до 30 градусов. Такое сложное строение с вариациями параметров высотных отметок и углов склонов позволяет выделить в пределах блока отдельные участки (зоны и подзоны), которые характеризуются своими параметрами. Более детальное описание этих зон приведено ниже.

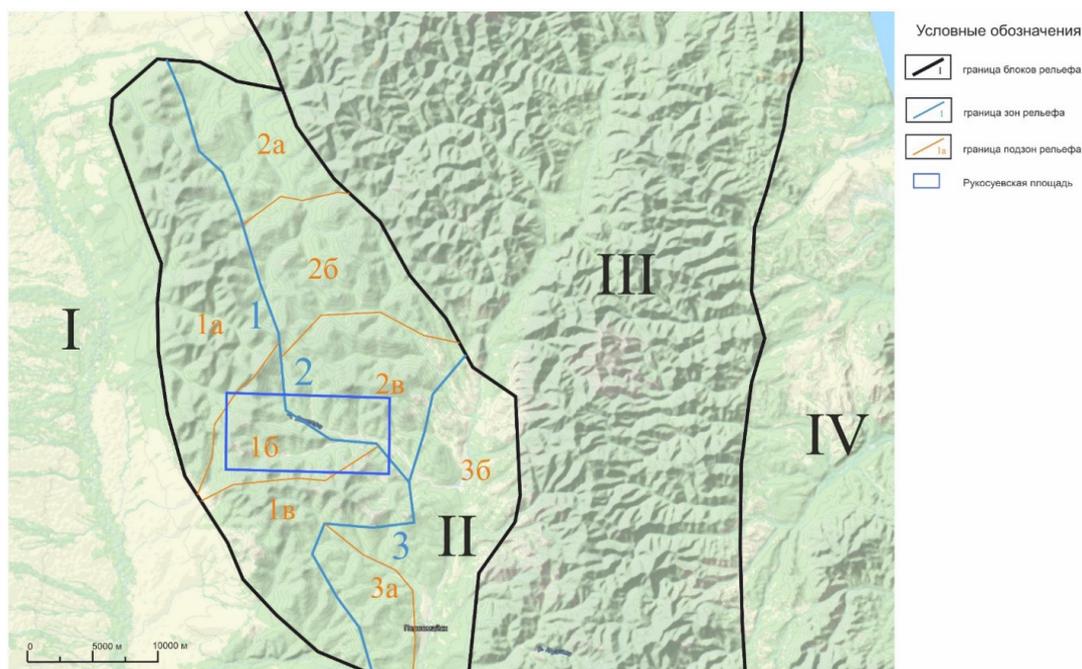


Рис. 1. Схема районирования рельефа на топографической основе

III. Блок Восточно-Сахалинских гор. Максимальные высотные отметки в пределах схемы – 1100 м, средние – около 900 м, минимальные приурочены к узким долинам горных рек и составляют 500 м. Углы склонов крутые и варьируют от 20 до 35 градусов, с отдельными обрывами.

IV. На крайнем востоке блок представлен долиной рек, которая постепенно спускается к побережью Охотского моря. Минимальные высотные отметки – 50 м, максимальные – 200 м, в среднем около 100 м. Углы склонов небольшие, но с участками более высоких значений – до 10 градусов, редко до 15.

Поскольку Рукосуевская площадь расположена в пределах блока II, который к тому же имеет сложное и неоднородное строение, то именно на нем будет сделан акцент и в его пределах будет выполняться выделение участков рельефа более мелких порядков:

1 – зона с преобладанием низкогорного рельефа. Высотные отметки 600–900 м, крутизна склонов до 40–50 градусов.

2 – зона с рельефом возвышенной низменности (фрагментарно низкогорным), высотные отметки 400–600 м, редко до 700 м. Однако для данной зоны характерны углы склонов с меньшими значениями в среднем – до 15 градусов. Лишь отдельные редкие возвышенности обладают крутыми углами, характерными для гор, – 20–35 градусов.

3 – зона долины реки, текущей по крупному разлому. Саму зону можно отнести к возвышенной равнине. Средние высотные отметки варьируют от 200 до 350 м. Углы пологие – до 7 градусов.

В связи с вариативностью параметров в пределах зон внутри зон можно выделить подзоны, отвечающие своим характеристикам высот, уклонов и рисунка рельефа.

Для зоны 1 отмечается неравномерное строение, что позволяет выделить три подзоны:

1а – максимальная возвышенность и гористость для подзоны и блока II в целом. Высотные отметки – 700–800 м, крутые углы склонов до 20–30 градусов. Рельеф сильно расчлененный для данной зоны.

1б – участок со средним рельефом, значения высотных отметок около 600 м, склоны имеют углы 10–17 градусов в среднем, локально встречаются более крутые со значениями до 20 градусов. Последние тяготеют к подзоне 1а. Рельеф не такой расчлененный, как у соседних подзон, однако отмечается примерно равное соотношение низменных участков и участков возвышенностей.

1в – подзона со средним значением высот 700 м. Рельеф среднерасчлененный для описываемой зоны. Обращают на себя внимание крутые склоны (до 25 градусов), обращенные на юго-запад и имеющие форму дуг в плане.

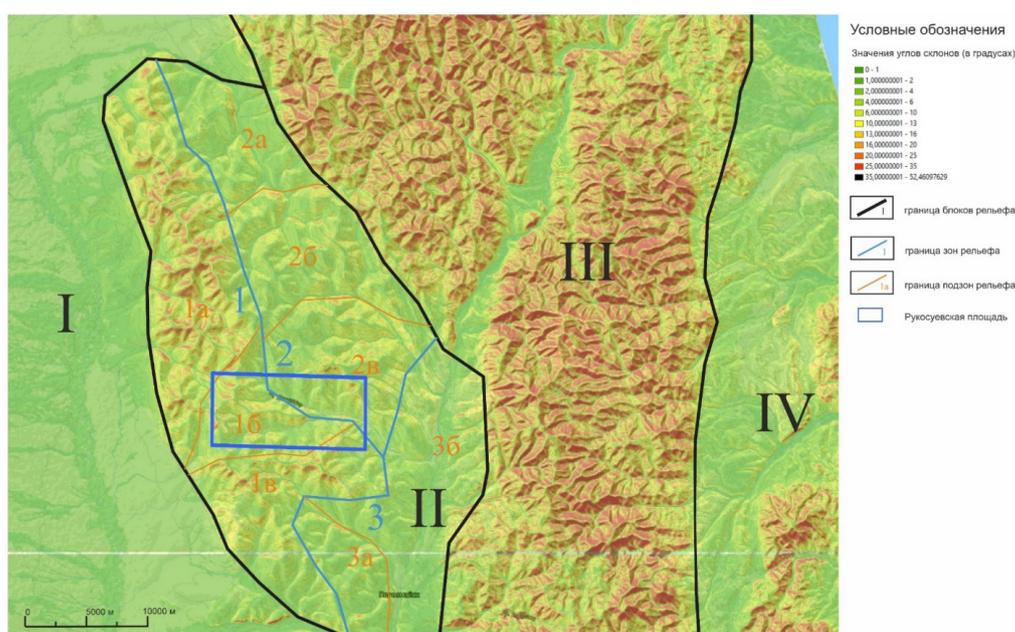


Рис. 2. Схема районирования рельефа на основе схемы уклонов

Для зоны 2 характерно постепенное увеличение высоты и крутизны склонов с северо-запада на юго-восток; также выделяются три подзоны:

2а – подзона долины реки Вальза. Высотные отметки варьируют от 280 до 400 м, однако склоны относительно пологие (до 10 градусов), лишь редкие достигают 16 градусов.

2б – верховья р. Вальза. Средние высотные отметки 500–600 м, преобладают углы склонов 7–13 градусов.

2в – долина реки Дербыш. Средние значения высотных отметок – 600–750 м, преобладают углы склонов выше 10 градусов, рельеф более расчлененный, с участками более крутых склонов (до 20 градусов).

Зона 3 относительно монотонна, в данной работе она не будет рассматриваться.

Таким образом, Рукосуевская площадь расположена в пределах двух зон (1 и 2). Северо-восточная часть площади находится в подзоне 2в, и на ее территорию попадает небольшая гряда с гиперболическим рисунком склона: к вершине крутизна увеличивается (до 25 градусов), к низу значительно выполаживается. Максимальная высотная отметка около 750 м.

Юго-западная часть площади попадает на подзону 1б. Максимальная отметка высот составляет примерно 600 м. Склоны более выдержаны по крутизне, углы варьируют от 7 до 13 градусов в среднем. На западе площади, ближе к подзоне 1а, крутизна склонов увеличивается, хотя превышения изменяются незначительно – до 650 м.

Следует отметить, что как визуально, так и по значениям высот и уклонов подзона 1б выбивается среди других подзон. Подзона 1в могла бы являться продолжением подзоны 1а, переходом от 1а к пологой части зоны 3 (подзоны 3а). Но подзона 1б, являющаяся более пологой и немного более низкой по высотным отметкам, вклинивается в эту гряду. Предположительно такое изменение рельефа может быть связано с особенностями состава пород в пределах подзоны 1б, а именно, по геологической карте [3], на данной территории выходит слюдяно-кварцевый подкомплекс мел-палеогенового верхнелангерийского метаморфического комплекса. В пределах подзоны 1а этот подкомплекс также обнажается, но на карте именно в пределах подзон 1а и 1в отмечается контактивное ороговикование, что может придавать дополнительную прочность породам.

Определенные закономерности связи рельефа и геологического строения выявляются и для зоны 2. По составу она сложена зеленосланцевым подкомплексом упомянутого выше верхнелангерийского комплекса.

С точки зрения генезиса рельефа на изученной территории предварительно можно выделить три типа: выработанный (денудационный), подновленный аккумулятивный и остаточный. К выработанному типу относится блок III с его значительными высотными отметками и крутыми склонами, указывающими на активный подъем. К аккумулятивному относятся долина крупных рек – Тымь-Поронайская низменность (блок I), а также низина, спускающаяся к Охотскому морю (блок IV). Блок II предположительно относится к остаточной форме рельефа, однако в его пределах на более детальном уровне можно выделить как остаточный с элементами денудационного типа рельефа (зона 1), так и остаточный с элементами аккумулятивного типа рельефа (зона 2). Более точное определение генетической принадлежности рельефа будет проводиться при дальнейших исследованиях.

Таким образом, выполнено районирование рельефа крупной территории, в пределах которой расположена Рукосуевская площадь. Выделены разноранговые таксоны – от крупных блоков до маленьких подзон, определены их параметры высотных отметок, величин углов склона, а также рисунок рельефа. Выявлены некоторые закономерности рельефа и геологического строения территории, а именно взаимосвязь выделенных блоков и распространенных в их пределах метаморфических подкомплексов на Рукосуевской площади. На территории предварительно выявлены три генетических типа рельефа: выработанный (денудационный), подновленный аккумулятивный и остаточный.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. SRTM data [Электронный ресурс]. – URL: <https://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/> (дата обращения 29.01.2025).

2. Гальверсен В. Г., Евсеев С. В., Коноваленко А. А., Хабибуллина Г. А. ГДП-200 листов М-54-ХVIII, XXIV (Лангерийский золоторудный район). Отчет о результатах работ Восточно-Сахалинской ГСП за 2006–2009 гг. – Фонды ОАО «СахГРЭ», 2009.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Сахалинская серия, масштаб: 1 : 200 000, серия Сахалинская. Лист М-54-ХVIII (Пограничное). – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.

Игнатов П. А., Аунг Чит Сан
МГРИ, г. Москва

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОУСАЙНГ, ЮЖНЫЙ ШТАТ ШАН МЬЯНМЫ

Месторождение сереброносных цинково-свинцовых руд Боусайнг находится в 22 км к северу от г. Хехо в районе г. Таунгджи южного штата Шан в Мьянме. Мьянма в целом разделена на четыре структурно-формационных и физико-географических пояса, протянувшихся с севера на юг и с востока на запад: Восточно-Шанское нагорье, или массив Шан-Тенинтай, центральный бассейн, или центрально-кайнозойский пояс, Индо-Мьянманский хребет, или Ракхайно-Чинский складчатый пояс, и прибрежная полоса Ракхайнского полуострова [1]. Район месторождения Боусайнг находится в западной части Шанского нагорья, которое отделено от центрального бассейна системой пограничных разломов Шан (рис. 1)

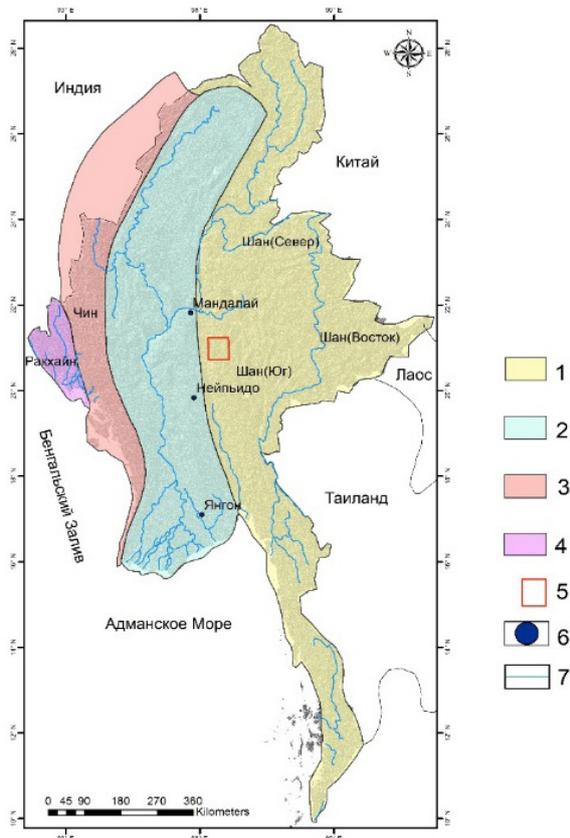


Рис. 1. Положение рудного поля Боусайнг на структурно-формационной схеме Мьянмы [2]:
1–4 – структурно-формационные зоны: 1 – антиклинорий Восточно-Шанского нагорья; 2 – центрально-кайнозойский пояс; 3 – Ракхайно-Чинский складчатый пояс Индо-Мьянманского хребта; 4 – прибрежная полоса Ракхайнского полуострова; 5 – рудное поле Боусайнг; 6 – города; 7 – реки

Восточно-Шанское нагорье, или массив Шан-Тенинтай, центральный бассейн, или центрально-кайнозойский пояс, Индо-Мьянманский хребет, или Ракхайно-Чинский складчатый пояс, и прибрежная полоса Ракхайнского полуострова [1]. Район месторождения Боусайнг находится в западной части Шанского нагорья, которое отделено от центрального бассейна системой пограничных разломов Шан (рис. 1)

Район месторождения Боусайнг долгое время был источником серебросодержащей руды в Мьянме. На древнюю горнодобывающую деятельность, относящуюся к XIV веку н. э., указывают многочисленные карьеры, широко распространенные горные выработки и множество куч свинцового шлака [1]. В 1928 г. началась разработка месторождения Боусайнг, и с тех пор свинцовая руда добывалась эпизодически. Во время Второй мировой войны японцы оккупировали месторождение Боусайнг и добывали там руду. В начале 1950-х годов Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Мьянмы организовало добычу церуссита из зоны окисления свинцово-цинковых руд в западном блоке (Бо Пью Таунг – Нгве Таунг), а затем началась и добыча первичных сульфидных руд. В 1970-х годах из руд месторождения ежегодно производилось 600 т концентрата, содержащего более 60 % Pb, 1–2 % Zn и 283 г/т Ag [5].

Район месторождения сложен осадочными породами разного возраста. Формация Лок-Пьин (нижний ордовик) представлена преи-

мущественно алевролитами с прослоями аргиллитов и мергелей желтого и зеленого цвета [2]. Мощность формации 125 м.

Согласно залегающая выше формация Вунбей (нижний–средний ордовик) включает серо-цветные известняки, доломитизированные известняки и доломиты с прослоями алевролитов. Ее максимальная мощность составляет 936 м. К ней приурочены руды месторождения. В обнажениях породы этой формации часто лимонитизированы за счет окисления сульфидов железа.

Формация Вунбей разделена на семь литостратиграфических пачек, снизу вверх: пачка O_2W^1 состоит из серых и темно-серых известняков с примесью темно-серого доломита. Ее мощность 100 м. Пачка O_2W^2 мощностью 100 м состоит из голубовато-серых и серых доломитовых известняков и является рудовмещающей. Пачка O_2W^3 включает желтовато-серые алевролиты и небольшое количество темно-серого известняка. Ее мощность 82 м. Пачка O_2W^4 состоит из серых массивных и слоистых известняков с прослоями желтых аргиллитов, серых массивных доломитов и желтовато-коричневых известняков. Мощность пачки 200 м, она также вмещает рудные тела. Пачка O_2W^5 состоит из массивных фукоидных известняков светло- и темно-серого цвета и желто-коричневых доломитистых известняков. Они переслаиваются друг с другом. Ее мощность 174 м. Пачка O_2W^6 сложена фукоидными известняками от голубовато-серого до серо-коричневого цвета. Ее мощность 268 м. Эта пачка тоже рудоносна. В отличие от двух нижележащих пачек в ней имеются гипергенные свинцовые руды. Пачка O_2W^7 состоит из красновато-коричневых железистых известняков с мощностью 12 м.

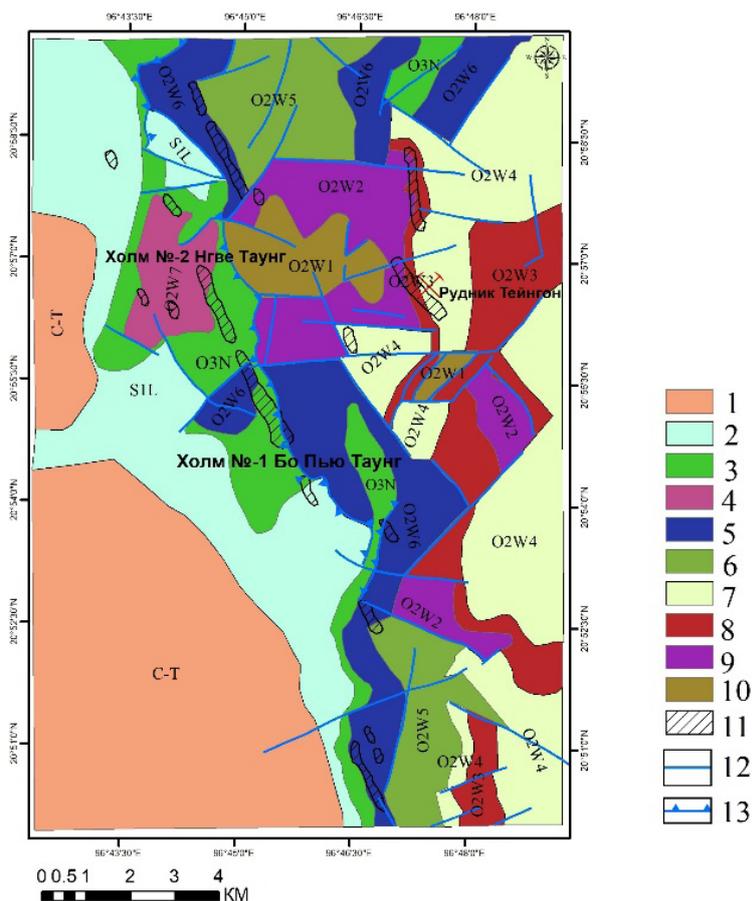


Рис. 2. Геологическая схема рудного района Боусайнг [4]:

1 – Известняковое плато (доломиты и известняки, С–Т); 2 – формация Линве (известняки, аргиллиты и сланцы, S_1); 3 – формация Нан-Он (желтые алевролиты, аргиллиты и глинистые известняки, O_3); 4–10 – пачки рудоносной формации Вунбей, O_1 – O_2 : 4 – O_2W^7 (желтые известняки), 5 – O_2W^6 (известняки), 6 – O_2W^5 (серые известняки и доломиты), 7 – O_2W^4 (известняки, доломиты с прослоями аргиллитов), 8 – O_2W^3 (алевролиты), 9 – O_2W^2 (доломитистые известняки), 10 – O_2W^1 (известняки с примесью доломита); 11 – минерализованные зоны свинцово-цинковых руд; 12 – разломы; 13 – взбросы и надвиги

Формация Нан-Он (верхний ордовик) согласно перекрывает отложения Вунбей и состоит из желто-бурых алевролитов, светло-серых аргиллитов и глинистых известняков. Ее мощность 62 м. Вышележащая формация Линве (нижний силур) также залегает согласно. Она сложена фукоидными известняками, известковистыми аргиллитами и граптолитовыми сланцами [3]. Ее мощность изменяется в пределах 295 м.

Осадочные породы нижнего палеозоя несогласно перекрыты известняками нижнего карбона, слагающими основание низкогорного плато (Известняковое плато). На них со стратиграфическим несогласием залегает толща доломитов и известняков триаса. На Известняковом плато отмечены литологические вариации от массивных, микритовых и кремнистых известняков до крупно слоистых доломитовых известняков.

Осадочные толщи района смяты в сложные складки разных порядков, в том числе опрокинутые. Осевые поверхности складок простираются в меридиональном направлении. Складчатые структуры являются частью антиклинория Шан. В районе распространены продольные и секущие разломы: сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги. Преобладают надвиги и взбросы с простиранием сместителей по меридиану и преобладающим падением на восток. Распространены пологие взбросы и надвиги, нарушающие повторяющиеся опрокинутые складки. Крутопадающие разломы имеют простирание СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ. Предполагаются и широтные нарушения [4] (рис. 2).

Свинцово-цинково-серебряное оруденение в рудном поле Боусайнг связано с известняками и доломитовыми известняками формации Вунбей. Свинцовые руды месторождения Боусайнг состоят главным образом из первичного галенита в породах поднятого восточного блока Тейнгон-Ебьяхаунг (сульфидная рудная зона), а также из церуссита и других вторичных свинцовых минералов в латеритных продуктах выветривания в западном опущенном блоке Бо Пью Таунг – Нгве Таунг (оксидная рудная зона). Блоки разделены молодым меридиональным крутопадающим на восток сбросом с амплитудой смещения более 100 метров. Характерен литологический контроль рудных тел сульфидных руд.

Первичные сульфидные руды сложены галенитом и сопутствующими сфалеритом, пиритом, халькопиритом и баритом. В них присутствуют гипергенные ковеллин и англезит. Жильными минералами являются кальцит, доломит и кварц. Галенитовая минерализация представлена тремя типами руд: массивным галенитом, вкрапленными сульфидными рудами и прожилковыми выделениями сульфидов.

Гипергенные свинцово-карбонатные руды сложены церруситом и англезитом, образующими зоны над первичными сульфидными рудами.

Выводы: Оруденение Pb-Zn-Ag в основном локализуется в известняках и доломитовых известняках формации Вунбей (нижний–средний ордовик). Сульфидные руды приурочены к литостратиграфическим горизонтам и предположительно связаны с послонными нарушениями. В рудном поле Боусайнг имеются два проявления свинцовой минерализации, представленные первичным галенитом в известняке в поднятом восточном блоке и вторичными свинцовыми минералами в латеритных продуктах выветривания в опущенном блоке. Первичные руды имеют признаки колчеданных и стратиформных эпигенетических месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. U Khin Zaw, U Aung Pwa and U Thet Aung Zan. Pb-Zn mineralization at Theingon mine, Bawsaing deposit, Southern Shan State, Myanmar. – 1984.
2. Myint Lwin Thein. The lower Paleozoic stratigraphy of western part of the Southern Shan State, Myanmar // Sec. Malaysia Bulletin. – 1973. – P. 143–163.
3. Aye Ko Aung. Revision of the Paleozoic Stratigraphy of the Shan State. – Department of Geology, Dagon University, 2007.
4. Ohn Myint. Detailed Stratigraphic and Structural Analysis of Lithostratigraphic Units in Relationship to Mineralization at Bawsaing Area, Southern Shan State : M. Sc Thesis, Arts and Science University, Yangon, Myanmar, 1980.
5. Than Htun, Aung Kyin and Khin Zaw. Lead-Zinc-Silver deposits of Myanmar / Myanmar: Geology, Resources and Tectonics. – London : Geological Society of London, 2017.

**АЛБАЗИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ВОССТАНОВЛЕННЫХ
 ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ
 В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ**

Албазинское золоторудное месторождение расположено в Хабаровском крае на левобережье р. Амгунь в юго-восточной части Ульбанского террейна Сихотэ-Алиньского орогенного пояса [10] (рис. 1). Террейн сложен аккреционным комплексом, представленным терригенными отложениями с резко подчиненным количеством образований океанического происхождения (кремнисто-глинистые породы, кремни, яшмы, базальты). Породы смяты в складки северо-восточного простирания и рассечены крутопадающими разломами. Рудно-магматическая система представлена субвулканической интрузивно-купольной структурой, включающей многочисленные дайки и малые интрузивные тела, с распространением прожилково-вкрапленных золото-убогосульфидных руд как в дайках, так и во вмещающих терригенных породах [9]. Центральную часть упомянутой структуры занимает Брусничный массив – небольшой лополит (около 4 км²) с многочисленными провисаниями кровли. Сформировавший его магматический очаг интерпретируется в качестве рудогенерирующего [9]. Возраст гранитоидов из даек Албазинского рудного поля по данным U-Pb датирования циркона составляет около 89 млн лет [6].

Албазинское месторождение предшественниками отнесено к малосульфидному типу золото-сульфидно-кварцевой формации вулканогенно-плутоногенного генезиса [9]. Альтернативные представления, основанные на изучении особенностей рудной минерализации, предполагают принадлежность месторождения золото-редкометалльной рудной формации [5]. Главными рудными минералами являются сульфиды – пирит, арсенопирит и др. Золото преимущественно концентрируется в виде тонкой примеси в арсенопирите, но также отмечаются сростания с минералами висмута и теллура [5].

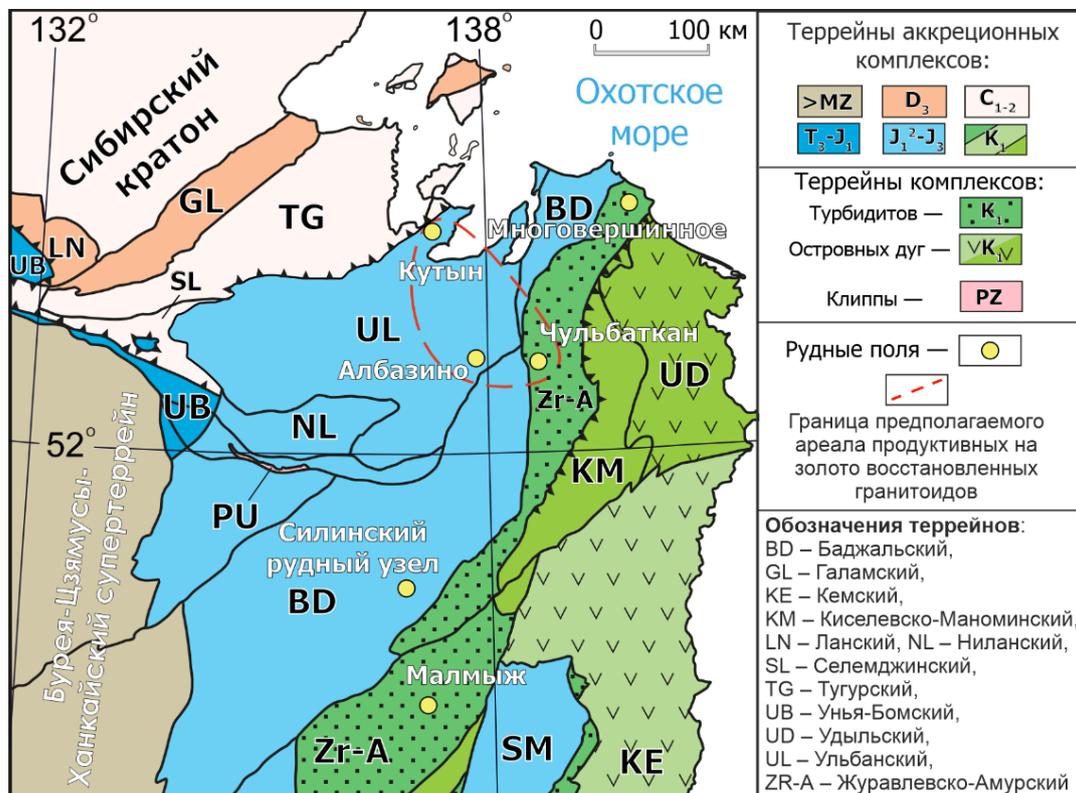


Рис. 1. Фрагмент схемы террейнов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих структур, по [10], с изменениями

В целях выяснения возраста и петрогенезиса пород Брусничного массива были проведены петрографические, геохимические, геохронологические и термобарогеохимические исследования гранитоидов. Изученные образцы представлены амфибол-биотитовыми гранодиорит-порфирами с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза (40–45 %), КПШ (~ 10 %), кварца (35–40 %), амфибола и биотита (10–15 %), те же минералы слагают тонкозернистую основную массу. Среди наложенных изменений отмечаются сосюритизация, пелитизация по полевым шпатам, а также хлорит-карбонат-мусковитовые изменения.

Из трех образцов гранодиоритов выделены 47 зерен циркона. В результате U-Pb датирования методом LA-ICPMS получен средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст $85,1 \pm 0,6$ млн лет. Кроме того, среди выделенного циркона обнаружено 14 ксеногенных зерен возрастом: 102 ± 5 , 149 ± 5 , 174 ± 4 (3 зерна), 253 ± 8 (2 шт.), 290 ± 10 , 343 ± 7 (4 шт.), 413 ± 20 и 2444 ± 48 млн лет.

По геохимическим характеристикам (рис. 2) породы относятся к магнезиальным известковым и известково-щелочным умеренно- и высокоглиноземистым гранитоидам. Также для них характерно заметное преобладание Na_2O над K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,3\text{--}0,5$). По соотношению окисного и закисного железа изученные гранитоиды относятся к ильменитовой серии (см. рис. 2, г). На нормированных к примитивной мантии спайдер-диаграммах выделяются отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti, P и положительные по Pb, Sr, Zr. Породы характеризуются низкими содержаниями РЗЭ (43–47 г/т), слабой выраженностью европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,88\text{--}1,15$), умеренно фракционированным спектром распределения РЗЭ – $(\text{La}/\text{Yb})_N = 10,3\text{--}12,7$, при деплетированности тяжелыми РЗЭ. Низкие содержания MgO (0,8–1,3 вес.%), Y (5–7 г/т) и Yb (0,5–0,6 г/т), высокая глиноземистость (Al_2O_3 15,0–16,2 вес.%) и содержание Sr (349–425 г/т) определяют сходство этих пород с адакитами (см. рис. 2, д–е).

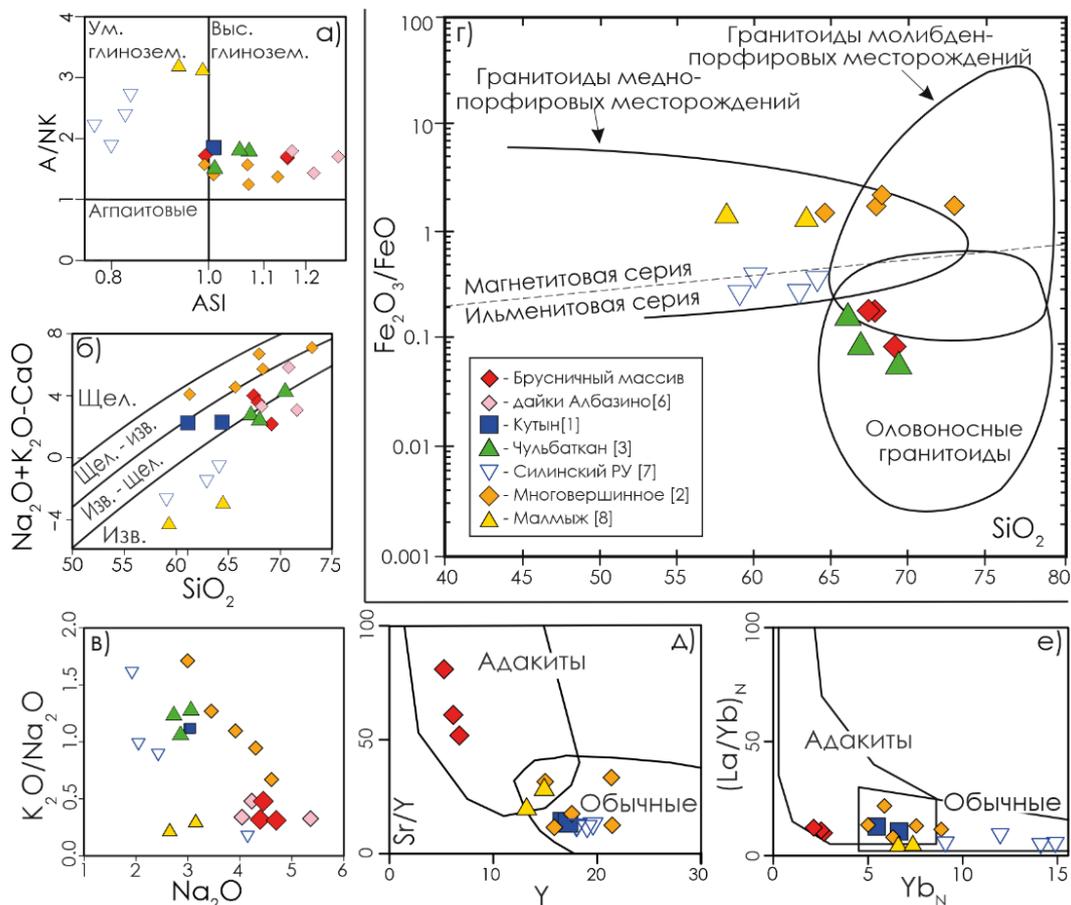


Рис. 2. Геохимические характеристики изученных пород на диаграммах: а – ASI – A/NK , где $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} - 1,67\text{P}_2\text{O}_5)$, $A/\text{NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в мольных количествах; б – $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$; в – $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; г – $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (поля, по [12]); д – Sr/Y ; е – $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$

В изученных образцах обнаружено два типа газовой-жидких включений размером 2–10 мкм: первичные и вторичные. Первичные включения представлены единичными включениями или небольшими группами включений, располагаются в центральных частях кварца. Температура гомогенизации данных включений составляет 220–240 °С. Концентрация раствора 11,34–12,51 мас.% экв. NaCl, установлена по температуре плавления льда $-7,7 \div -8,7$ °С. Вторичные газовой-жидкие включения представлены группами включений по краям кристаллов кварца. Температура гомогенизации данных включений 190–200 °С. Температура плавления льда $-3,7$ °С, что соответствует концентрации раствора 6,01 мас.% экв. NaCl. При исследовании включений методом криометрии не обнаружен метан или углекислота. Таким образом, по данным изучения включений, гранитоиды Брусничного массива не имеют признаков рудоносности. Высвобождаемые из гранитоидной магмы флюиды, по-видимому, были транспортным агентом для золота, содержащегося во вмещающих породах аккреционного комплекса.

Большинство промышленных магматогенно-гидротермальных месторождений золота связано с окисленными гранитоидами магнетитовой серии и характеризуются халькофильной рудной ассоциацией. Примерами таких месторождений в рассматриваемом районе являются Многовершинное [2] и Малмыж [8] (см. рис. 2, г). С восстановленными гранитоидами обычно ассоциируют редкометалльные (Sn, W) месторождения, подобные распространенным в Комсомольском оловорудном районе [7] (см. рис. 2, г). С восстановленными гранитоидами в свою очередь также связан особый золото-редкометалльный тип месторождений, для которых характерна ассоциация Au с Bi, Te и W [11]. По международной классификации такие месторождения выделены в отдельный тип – reduced intrusion-related gold deposits (RIRGD) [11]. Полученные данные по составу гранитоидов (см. рис. 2, е), подтверждаемые исследованиями характера золоторудной минерализации [5], позволяют отнести к типу RIRGD месторождение Албазино.

Недалеко от Албазино находятся золоторудные месторождения Чульбаткан (~ 50 км) и Кутын (~ 110 км). Последнее также расположено в пределах Ульбанского террейна в эндо- и экзо-контактах Биранджинского гранитоидного массива [1], а месторождение Чульбаткан связано с Чульбатской интрузией плагиогранитов на границе Журавлево-Амурского террейна [3] (см. рис. 1). Авторами [1, 3] отмечается близкое сходство обоих объектов с Албазинским месторождением. При этом Чульбаткан также предлагается (по международной классификации) относить к типу RIRGD [3], а Кутынское месторождение может быть отнесено к тому же типу на основании присутствия ильменита в гранодиоритах Биранджинского массива. Возраст восстановленных гранитоидов, с которыми связаны месторождения (с учетом полученных нами результатов), достаточно близок: Албазино – 89–85 млн лет [9], Кутын – $90,7 \pm 1,7$ млн лет [1], Чульбаткан – около 89 млн лет [10].

Гранитоиды всех трех месторождений относятся к магнезиальным преимущественно высокоглиноземистым породам известковой и известково-щелочной серий (см. рис. 2, а–б). При этом в отличие от гранитоидов Алабзинского месторождения, отличающихся натровым характером щелочности, породы Кутына и Чульбаткана имеют соотношение $K_2O/Na_2O > 1$ (см. рис. 2, в).

На всех рассматриваемых золоторудных объектах рудные тела представляют собой кварцевые и кварц-карбонатные жилы, часто в виде линейных штокверков, брекчии и метасоматические тела с наложенной малосульфидной благороднометалльной минерализацией. Метасоматическая зональность сходна: во внутренних зонах проявлена березитизация (серицит-кварцевые изменения), по мере удаления она сменяется на более низкотемпературные фации – аргиллизацию, пропилитизацию.

Как можно увидеть из работ [1, 3, 5] на всех описываемых объектах выявлено присутствие минералов висмута и теллура. Подобный характер минерализации, по всей видимости, обусловлен сходными восстановительными условиями магмо- и рудообразования. Таким образом, Албазинское, Чульбатканское и Кутынское месторождения являются частью ареала распространения продуктивных на золото турон-сантонских восстановленных гранитоидов (см. рис. 1), что необходимо учитывать при дальнейших поисковых работах в пределах Нижнего Приамурья.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда в рамках гранта 22-17-00198, <https://rscf.ru/project/22-17-00198/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азарян А. М. Минералого-геохимическая характеристика и проблемы генезиса золоторудного месторождения Кутын, Хабаровский край : специальность 1.6.4 : «Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых» : дисс. канд. геол.-мин. наук / Азарян Адель Маратовна. – Санкт-Петербург, 2023. – 134 с.
2. Александров И. А., Ивин В. В., Будницкий С. Ю., Москаленко Е. Ю. Возраст гранитоидов Бекчиулского интрузивного массива (Нижнее Приамурье) // Геодинамика и тектонофизика. – 2023. – Т. 14, № 2. – С. 0694.
3. Алексеев А. С., Старостин В. И. Новое месторождение золота в Нижнем Приамурье – Чульбаткан (Хабаровский край) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2017. – № 1. – С. 33–38.
4. Кайдалов В. А. Отчет Херпучинской партии по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50000, проведенной в междуречье Амгунь-Бичи на листах N-54-110-А, Б-в, г, В, Г; N-54-111-В, N-54-122-А, Б, Г; N-54-123-А, В за 1981–1986 гг. – Дальгеология, 1986. – 366 с.
5. Кемкина Р. А., Кемкин И. В., Ханчук А. И., Иванов В. В. Первая находка минералов редкометалльных элементов на Албазинском золоторудном месторождении // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 481, № 3. – С. 300–304.
6. Кириллов В. Е., Трушин С. И., Иванов В. В., Юрченко Ю. Ю. Новые данные по U-Pb SHRIMP-датированию цирконов из магматических пород Албазинской и других золотоносных площадей Ульбанского террейна (Хабаровский край, Россия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научной конференции. Вып. 22. – Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2024. – С. 142–144.
7. Лебедев А. Ю., Александров И. А., Ивин В. В. Новые данные U/Pb датирования меловых магматических пород Комсомольского рудного района (Среднее Приамурье) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2024. – Т. 515, № 2. – С. 188–195.
8. Петров О. В., Шатов В. В., Ханчук А. И. [и др.] О перспективах открытия новых золото-медно-порфириновых месторождений Малмыжского типа на территории Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Региональная геология и металлогения. – 2023. – № 94. – С. 75–112.
9. Трушин С. И., Кириллов В. Е. Месторождение Албазино – новый для Дальнего Востока промышленный тип золотого оруденения // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 73. – С. 60–67.
10. Ханчук А. И., Кемкин И. В., Кириллов В. Е., Иванов В. В., Кирьянов М. Ф., Трушин С. И. Ульбанский террейн (зона) как часть юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Тихоокеанская Геология. – 2024. – № 43. – С. 3–18.
11. Hart C. J. R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. – 2007. – № 5. – P. 95–112.
12. Sinclair W. D. Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. – 2007. – № 5. – P. 223–243.

Кисельников Ю. В., Шнейдер А. Г., Проскурнин В. Ф.
ФГБУ «Институт Карпинского», г. Санкт-Петербург

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДЕНОСНЫХ СКАРНОВ КРУТОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Рудопоявление Крутое расположено в Центрально-Таймырской складчатой мегазоне. В строении мегазоны принимают участие верхнерифейские островодужные образования, несогласно перекрывающие их карбонатно-терригенные углеродистые толщи, выше залегают со структурным несогласием верхневендско-нижнепалеозойские карбонатно-терригенные углеродистые отложения. Интенсивное развитие получил интрузивный верхнепалеозойско-мезозойский гранитоидный магматизм [1, 4].

Рудопоявление приурочено к Мамонтовско-Лаптевской металлогенической зоне (буроугольно-молибден-уран-золоторудно-россыпной) [3] и находится в составе подзоны полиметаллической минерализации (состава Cu, Pb, Zn, Au, Ag, As, Bi, Mo), впервые выделенной коллективом геологов под руководством В. В. Беззубцева в 1979 г. (фондовые материалы ПГО «Красноярскгеология»). Подзона имеет вид полосы шириной до 10 км, которая охватывает верхнерифейские и палеозойские толщи и полукольцом огибает отдельные крупные тела палеозойско-мезозойских интрузивов.

Длительная история геологического развития металлогенической зоны обусловила разнообразие эндогенных рудных формаций [1, 3, 4]. В верхнем рифее океанические и континентальные островные дуги, несущие колчеданное оруденение, в ходе коллизионных процессов присоединялись к Сибири. В то же время над фронтом субдукции, уже на активной континентальной окраине Сибири, формировались вулканоплутонические комплексы, предопределившие образование золото-серебряной рудной формации. В последующий платформенный период развития территории в обстановках шельфов и мелководных морских бассейнов отлагались осадочные породы, с которыми связаны, соответственно, полиметаллический и молибден-уран-ванадиевый типы оруденения. При коллизии Сибири с Карским микроконтинентом в палеозое–мезозое происходило внедрение гранитоидов, специализированных на редкометалльную минерализацию (Li, Cs, Ta, Nb). С мезозойским анорогенным магматизмом связаны порфировые формации медных, медно-молибденовых и золото-медных руд.

Проявления скарновой минерализации в исследуемом районе до недавнего времени практически не были известны. Группа геологов во главе с А. И. Забиякой в отчетных материалах за 1980–1983 гг. дает краткие указания на участки развития пироксен-гранатовых скарнов в контактово-метаморфических ореолах в связи с гранитоидными интрузивами палеозоя–мезозоя (материалы фонда Красноярского отделения СНИИГиМС). В результате поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000 в 2022–2023 гг. коллективом Сектора Таймыра ФГБУ «Институт Карпинского» было впервые обнаружено и опробовано меденосное проявление скарнов Крутое.

Для характеристики скарнов использованы данные литохимической съёмки по сети 250 × 250 м по методу ICP-MS анализа сверхтонкой фракции (МАСФ), обработанные в программах Statistica и ArcGis, результаты петрографических исследований тридцати шлифов, минераграфического изучения пяти аншлифов и полуколичественного атомно-эмиссионного спектрометрического анализа тридцати сколовых проб. Аналитические исследования проведены в Центральной лаборатории ФГБУ «Институт Карпинского».

Проявление скарнов непосредственно подчинено контакту нижнепалеозойских осадочных пород (по составу они глинистые, песчано-алевролитовые и карбонатные) с интрузивным телом гранодиоритов верхнего палеозоя–нижнего мезозоя (тело является достаточно крупным, его общая площадь составляет не менее 200 км²). Вдоль контакта проявление протягивается на расстояние в 300 м. Зона эндоскарнов имеет мощность около 100 м, проработка осадочных пород (с образованием экзоскарнов) происходила на расстоянии не менее 150 м от контакта.

Во вторичных геохимических ореолах в элювиальных отложениях участок скарнирования выражается контрастными аномалиями серебра (3,75–77 г/т при фоновых значениях 1,55–2,44 г/т)

и меди (93–715 г/т при фоновых содержаниях 2–14 г/т). Геохимическая аномалия при линейной форме имеет площадь около 1 км².

В ходе процесса скарнирования гранитоидов происходит образование секущих карбонатных прожилков и псевдоморфное замещение темноцветных минералов и полевых шпатов. В мраморах, кварцитопесчаниках и углеродистых сланцах помимо секущего прожилкования происходит рост новообразованных метакристаллов, ориентированных не в соответствии с полосчатыми текстурами пород.

Полнопроявленные скарны представляют собой темно-зеленые мелкозернистые массивные или мелкокрапчатые породы с различимыми в образце прожилками белых карбонатов, с гроздьями, с мелкими гнездами относительно крупных (до 2 мм) хорошо ограненных желтовато-бурых кристаллов гранатов и рыжих – титанита. В составе метасоматитов преобладают гранаты изоморфного ряда андрадит–гроссуляр (5–20 %), амфиболы ряда актинолит–тремолит (5–30 %), пироксены ряда геденбергит–диопсид (10–30 %), флогопит (5–10 %), клинохлор (10–30 %), минералы группы гумита (5–10 %), титанит (5–20 %), карбонаты группы кальцита–доломита (10–30 %). Довольно редки эпидот и калиевый полевой шпат. Минералы формируют мелкозернистые гранобластовые, прожилковые, осцилляторные и сноповидные структуры.

Рудные минералы составляют 5–10 % объема пород. Преобладающим среди них является халькопирит. В подчиненном количестве присутствуют пирит, пирротин, сфалерит. Минералы формируют тонкую равномерную вкрапленность в породах, иногда скапливаются в линзовидные прожилки. В изученных образцах, согласно данным атомно-эмиссионного анализа, содержания достигают следующих наибольших значений: медь – 1,8 %, цинк – 0,4 %, серебро – 16 г/т.

Структурно-морфологические взаимоотношения новообразованных минералов с первичными минералами вмещающих пород указывают на подвижность кальция, магния, железа, алюминия, титана при метасоматозе, а обилие карбонатов и водосодержащих минералов – на активное воздействие водно-углекислотного флюида на вмещающие породы. Выявленные метасоматиты относятся к формации известковых скарнов пироксен-гранатовой фации, которые образуются при высоких температурах в 450–600 °С на глубинах от 1,5 до 15 км [2].

Открытыми остаются вопросы связи скарнов с отдельными интрузивными комплексами района и вероятного разнообразия минеральных типов скарнов. Решение этих вопросов позволит оценить прогнозные ресурсы проявления и найти среди известных скарновых месторождений объект-аналог для составления прогнозно-поисковой модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В. А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск : СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 202 с.
2. Жариков В. А., Русинов В. Л. Метасоматизм и метасоматические породы. – М. : Научный мир, 1998. – 492 с.
3. Качурина Н. В., Макарьев А. А., Макарьева Е. М. [и др.] Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская, лист Т-45-48 (мыс Челюскин). – СПб : ВСЕГЕИ, 2013. – 472 с.
4. Проскурнин В. Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения»: дисс. на соискание уч. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Проскурнин Василий Федорович. – СПб., 2013. – 320 с.

Кочкин И. А.¹, Устинов С. А.¹, Чепчугов А. М.^{1,2}, Петров В. А.¹

¹ФГБУН ИГЕМ РАН, г. Москва

²ФГБУ «ВИМС», г. Москва

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СДВИГОВЫХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МИКРОСТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРОВ В ОРИЕНТИРОВАННЫХ ШЛИФАХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Миграция флюидов, в том числе рудоносных в гидротермальных системах – процесс сложный и не до конца изученный. Наиболее активная миграция происходит по сети взаимосвязанных систем микротрещин, образующихся в результате действия определенного поля напряжений-деформаций (ПНД) [1]. При этом микроструктуры в значительной мере определяют как физические и деформационные свойства породы, так и условия минералообразования. С точки зрения фундаментальных и прикладных аспектов геологической науки, одной из наиболее важных задач является реконструкция пространственно-временной связи между деформацией массивов пород, их флюидной проницаемостью и минералообразованием в трещинно-поровом объеме зоны рудоотложения. На основе использования специальной методики микроструктурного анализа [5] и специализированного программного обеспечения применен уникальный подход к изучению процессов миграции флюидов в неоднородном ПНД. В качестве флюидо-проводящих каналов и микроструктурных индикаторов процессов миграции флюидов рассмотрены различные генетические типы микротрещин. Их формирование является следствием деформаций, характеризующих определенный структурный этап эволюции массивов горных пород, содержащих, в том числе месторождения полезных ископаемых.

В качестве объектов исследования выбраны Туюканский рудный узел (ТРУ) и месторождение Туюкан (Иркутская область, Мамско-Чуйский район). С геологической позиции район локализован вблизи юго-восточной границы Сибирской платформы и относится к Байкало-Вилуйской окраинной плитно-коллизийной области [4]. Данная область, по мнению исследователей, является значительно переработанной частью фундамента плитного комплекса Сибирской платформы и включает в себя Байкало-Патомскую композитную перикратонную взбросо-надвиговую систему и реликты Прибайкало-Патомского перикратонного прогиба. К крупным геологическим образованиям Прибайкальско-Патомской краевой системы Саяно-Байкальской складчатой области относятся Тонодское, Чуйское, Нечерское поднятия, являющиеся выступами карельского гранитоидно-метаморфического фундамента среди рифейских параплитных комплексов Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба [3]. Тонодское поднятие, в пределах которого локализованы объекты исследования, представляет собой структуру горст-антиклинального типа, сложенную в основном метаморфизованными терригенными породами кевактинской серии нижнего карелия и интрузирующими их позднекарельскими гранитоидами чуйско-нечерского и габбродолеритами чайского комплексов. Перечисленные карельские гранитоидно-метаморфические образования со структурно-стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями нижнерифейской пурпольской и (или) среднерифейской медвежьей свит.

Микроструктурный анализ в геологии применяется в основном для установления пространственных и временных взаимоотношений систем микротрещин различных генетических типов, а также реконструкции ПНД самого высокого ранга, которые проявляются в пределах небольших объемов минеральных агрегатов.

Главной задачей, решаемой с помощью традиционного микроструктурного анализа (МА), является установление закономерностей пространственной ориентировки минералов на базе построения диаграмм ориентировок, обрабатываемых статистически на стереографических проекциях [2]. За время существования МА накоплена обширная база данных о пространственных ориентировках различных минералов и текстурно-структурных особенностях пород различного генезиса и состава. Однако главными проблемами классической методики МА являются техническая сложность ее проведения, заключающаяся в использовании четырехосного столика Федорова, отсутствии программных средств автоматизации, необходимости в получении большого количества данных, а также сложности и неоднозначности интерпретации этих данных.

Необходимым условием для реализации любой методики микроструктурного анализа является отбор ориентированных в пространстве образцов и их строгая фиксация в процессе обработки каменного материала (изготовление ориентированных шлифов, аншлифов и др.).

Ориентированные образцы всех типов вмещающих пород отбирались из канав, пройденных в пределах ТРУ в период с 2022 по 2023 год. Далее из образцов в ИГЕМ РАН изготовлены 107 ориентированных шлифов.

На следующем этапе получены фотопанорамы высокого пространственного разрешения ориентированных шлифов для микроструктурного картирования с помощью оптического микроскопа Olympus BX-53 и программного комплекса SiamS 800. На этапе предварительной подготовки изображений, для более точного автоматического выделения микроструктур, применялся метод нелинейной направленной фильтрации. Направленная фильтрация изображения (в соответствии с общепринятыми методиками) производилась по четырем основным направлениям: N-S к 0°, NE-SW к 45°, E-W к 90°, NW-SE к 135°, чтобы подчеркнуть все возможные направления структур на изображении (рис. 1, А).

Далее осуществлялось автоматическое извлечение линеаментов (микротрещин) на основе двух основных этапов. Первым шагом проведена процедура обнаружения границ, которая предоставляет информацию об областях резких изменений значений соседних пикселей, а вторым шагом применена процедура обнаружения кривых. Эти шаги выполнены с использованием модуля «LINE» ПО PCI Geomatica, который является широко используемым модулем для автоматического извлечения линеаментов (см. рис. 1, Б).

Для реконструкции параметров ПНД на микроуровне, кинематики основных систем микротрещин на основе интерпретации выделенных микроструктур рассмотрены наиболее распространенные тектонофизические модели формирования парагенезиса опережающих трещин магистрального разлома в зоне сдвига. П. Л. Хэнкок приводит наиболее полную сводную схему рядов вторичных структур, наблюдаемых в зонах сдвига до образования в них магистрального разрыва

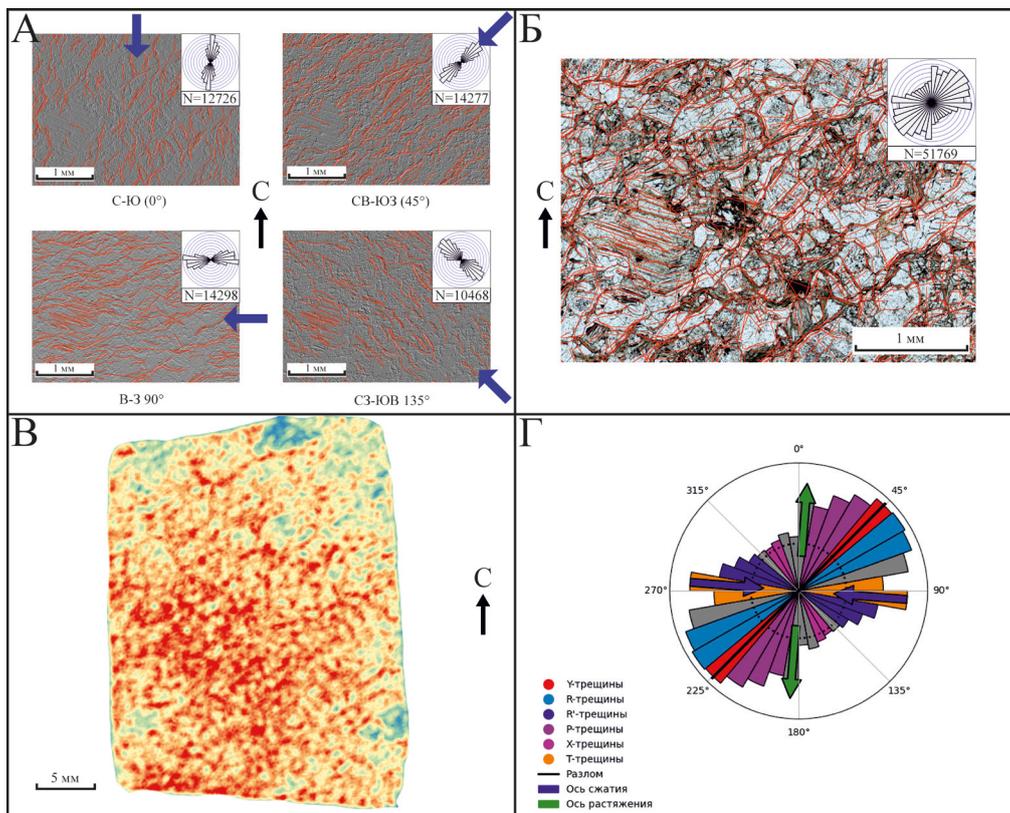


Рис. 1. Схема предварительной подготовки изображения и проведения микроструктурного тектонофизического анализа ориентированного шлифа: А – фильтрация изображения ориентированного шлифа по четырем направлениям, Б – результат выделения микротрещин, В – схема относительной удельной плотности микроструктур на площади шлифа, Г – интерпретация ориентировок микроструктур на основе модели П. Л. Хэнкока [7]

и после его формирования [7]. Поэтому данная модель (как наиболее комплексная) использовалась для интерпретации пространственного положения выявленных микроструктур в целях реконструкции ориентировки осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, определения направлений сдвигового перемещения по структурам (правый или левый) и воссоздания геодинамической обстановки формирования микроструктур (сжатия или растяжения).

Также следует принимать во внимание тот факт, что минеральный состав горной породы играет немаловажную роль в эволюции трещинно-порового пространства. В связи с этим возникла необходимость в проведении минералого-петрографического исследования. В результате петрографического анализа ориентированных образцов установлено, что рассматриваемые горные породы представлены отдельными разновидностями преимущественно метаморфических и магматических пород. Среди петрографических типов выделены биотититы (сланцы), гранитоиды, граниты средне-крупнозернистые, гранит-порфиры. В контексте проводимых микроструктурных исследований, учитывая, что практически все породы локализованы в зонах динамического влияния протяженных надрегиональных разломов северо-восточного простирания, возникла необходимость определения типов тектонитов. Рассматриваемые образцы горных пород отнесены к милонитам, бластомилонитам, катаклазитам и бластокатаклазитам. Помимо прочего, определялись эпигенетические изменения, представленные серицитизацией, мусковитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, пиритизацией, флюоритизацией, карбонатизацией и турманилизацией.

Для пространственной оценки наиболее проницаемых зон для каждого ориентированного шлифа строилась схема относительной удельной плотности выявленных микроструктур, которая показывает области максимального сгущения микротрещин – их количество на единицу площади (см. рис. 1, В). Результаты замеров ориентировки использованы для предварительной реконструкции параметров ПНД, а также косвенной оценки степени деформаций, приведших к формированию определенных систем микроструктур.

Для большинства ориентированных шлифов в результате реконструкции параметров ПНД установлено, что ось максимального сжатия имела субширотную ориентировку ($90\text{--}100^\circ$), а ось максимального растяжения характеризовалась субмеридиональным направлением ($0\text{--}10^\circ$) (см. рис. 1, Г). Данная ситуация, наиболее вероятно, отвечает этапу аккреции Саяно-Байкальской складчатой области к Сибирскому кратону. Эта тенденция наблюдается вне зависимости от петрографического состава пород. Полученные на микроуровне результаты полностью согласуются с результатами реконструкции параметров регионального ПНД [6]. Это говорит о глубокой унаследованности и телескопированности ПНД на различных масштабных уровнях.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00218, <https://rscf.ru/project/24-27-00218/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
2. Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. – М.: Наука, 1965. – 124 с.
3. Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б. Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2) // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 57. – С. 87–94.
4. Митрофанова Н. Н., Болдырев В. И., Коробейников Н. К., Митрофанов Г. Л. [и др.] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 607 с.
5. Устинов С. А., Петров В. А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. – 2018. – №10. – С. 125–131.
6. Устинов С. А., Петров В. А., Минаев В. А., Чепчугов А. М., Свечеревский А. Д., Кочкин И. А. Прогнозно-поисковая модель района Туюканского урановорудного узла на основе данных дистанционного зондирования земли и структурно-тектонофизического подхода // Разведка и охрана недр. – 2024. – № 4. – С. 52–65.
7. Hancock P. L. Brittle microtectonics: principles and practice // J. of Struct. Geol. – 1985. – V. 7. – № 3/4. – P. 437–457.

Кузнецов М. В., Богуславский М. А.
МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ С ИЗВЕСТНЫМ КРУПНЫМ БАЗОВЫМ ОБЪЕКТОМ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЯППЕ

Большая часть добычи золота в РФ приходится на мелкие месторождения, и их отработка как отдельно стоящих не так активно привлекает крупных инвесторов. Притом в нераспределенном фонде количество крупных и средних месторождений на текущий момент незначительно [2].

Совместная переоценка отдельно стоящих небольших объектов и уже существующих вблизи них месторождений как единого кластера позволит рассматривать их дальнейшую совместную отработку. Реализация такой единой отработки возможна за счет фабрики при месторождении, которая либо уже построена и ведет активную отработку, либо предусмотрена по технико-экономическому обоснованию (ТЭО) и техническому проекту. Подобный кластер позволит разделить затраты на несколько объектов сразу, делая рентабельными к отработке забалансовые запасы или ресурсы объектов в непосредственной близости.

В пределах Спорненско-Дяппенского рудного узла, помимо Дяппе, расположены золоторудные объекты с совокупными оцененными ресурсами в десятки тысяч тонн золота. Рудный узел, в который входит Дяппе, тесно связан с метасоматозом, из-за которого в рудах вместе с золотом присутствует органический углерод [3]. Формирование оруденения связано с зонами гидротермальной активности, где метасоматические процессы играли ключевую роль в концентрации полезных компонентов. В пределах одного рудного поля можно ожидать при схожих рудоконтролирующих структурах объекты с близкими минералогическими и геохимическими особенностями. Это подтверждается наличием устойчивой пространственной связи оруденения с разломными зонами, контролирующими потоки гидротерм. Задokumentированные данные позволяют сделать вывод о технологической схожести руд, что дает основания рассматривать эти объекты как дополнение к текущей минерально-сырьевой базе Дяппе [1].

Для определения зависимости стоимости транспортировки от расстояния транспортировки была построена модель, основные вводные данные которой были взяты из ТЭО. При увеличении плеча откатки до 50 км в целом сохраняется пропорция операционных и капитальных затрат, но изменяется внутреннее распределение статей: например, затраты на топливо увеличиваются более чем на 5 %, а затраты на строительство дорог – на 3 %.

Полученная модель позволила определить необходимое содержание полезного компонента в перевозимом материале (руде или концентрате) для сохранения экономической эффективности, а также построить зависимость минимального среднего содержания в перевозимом материале от величины плеча откатки до существующего месторождения (ГОКа). Эта зависимость, в свою очередь, позволяет ориентироваться в необходимых параметрах потенциального золоторудного месторождения для последующей его совместной отработки с получением прибыли. Таким образом, благоприятным объектом для совместной отработки для Дяппе является Мартемьяновское месторождение, которое невозможно было бы рассматривать как отдельно стоящий объект из-за отсутствия инфраструктуры, малого размера и наличия упорных руд. Однако совместная отработка месторождений увеличит их инвестиционную привлекательность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бруско Э. Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Дяппенско-Спорненского рудного узла в 1988–1989 гг. (Удыльская партия). – Красное, 1991.
2. Вильданов Д. И., Богуславский М. А., Коршунов Д. М. Особенности и перспективы российской минерально-сырьевой базы золота // Недропользование XXI век. – 2020. – № 6 (89). – С. 39–45.
3. Чернышев Е. И. Техничко-экономическое обоснование постоянных разведочных кондиций и подсчет запасов на золоторудном месторождении Дяппе по состоянию на 01.01.2018 г. – Хабаровск : Горно-геологическая консалтинговая компания «Ореолл», 2019. – 307 с.

Куртеева У. С., Майорова К. П., Буртоликов Д. В., Чернов Б. Ю.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОННЫ НА РАННИХ СТАДИЯХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УКОНИК (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

В 2024 г. полевой партией отдела благородных металлов ЦНИГРИ на флангах месторождения Уконик были начаты поисковые работы первого этапа масштаба 1 : 25 000. Площадь геологического изучения совпадает с металлогеническими границами Уконикского рудного поля. Месторождение Уконик находится на территории северо-западной части номенклатурного листа N-50-XXIV масштаба 1 : 200 000, в 35 км к северо-западу от г. Могоча в Могочинском районе Забайкальского края.

Главные рудные тела месторождения в верховьях ручья Уконик интенсивно изучались в 1960-е – 1980-е годы [1]. В 2010-е годы проведена переоценка запасов месторождения; по данным 2018 г., они превышают 6 т золота с содержанием 8,663 г/т [2]. В настоящее время месторождение Уконик находится на стадии подготовки к эксплуатации. Геологоразведочные работы продолжаются с целью выявления новых рудных тел и оценки перспектив флангов.

В ходе полевых работ наблюдалось широкое развитие метасоматитов, представляющих частично эродированную, тектонически нарушенную метасоматическую колонну. Понятие метасоматической колонны было предложено Д. С. Коржинским в его работе «Теория метасоматической зональности» [3].

Авторы рассматривают метасоматическую колонну как индикатор условий формирования золоторудного месторождения, который они стремятся использовать в ходе оконтуривания перспективных участков.

Цель работы: в пределах Уконикского рудного поля оконтурить перспективный участок, определив интервалы с благоприятными кислотно-щелочными условиями осаждения золота, посредством изучения направленности, интенсивности и состава метасоматических образований.

Последовательность процесса исследования отражена в следующих задачах:

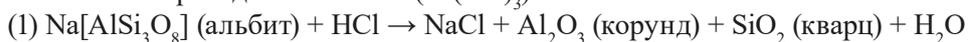
- 1) ознакомление с геологическим строением площади;
- 2) ознакомление с метасоматическими образованиями, наблюдаемыми в полевых условиях, моделирование кислотно-щелочной волны;
- 3) составление карты метасоматической зональности: оконтуривание полей развития метасоматитов в соответствии с этапами, выявленными при моделировании кислотно-щелочной волны;
- 4) сопоставление данных о метасоматитах с результатами опробования этих пород на содержание золота и серебра;
- 5) оконтуривание перспективного участка.

Район исследования расположен на выклинивании архейской Могочинской глыбы, осложненной нарушениями северо-восточной, северо-западной, широтной ориентировки. Разломы и узлы их пересечений связаны с рудогенерирующими интрузиями [1]. По кинематике разломы являются сбросами и сдвигами, нарушающими залегание геологических комплексов. Они проявляются зонами брекчирования и метасоматитов. В пределах Уконикского рудного поля метасоматические изменения наложены на раннеархейские метаморфические образования, представленные могочинским и амазарским гнейсовыми комплексами (80 % от общего числа метасоматитов); мезозойские континентальные вулканогенные, вулканогенно-осадочные отложения, представленные джилдинской толщей (15 %); породы позднеархейского амазарского габбрового комплекса и позднеархейского–раннепротерозойского комплекса гранито-гнейсов (менее 5 %) [1].

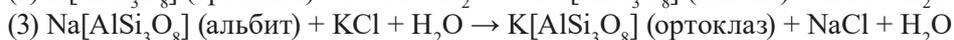
Авторами околорудные метасоматиты Уконикского рудного поля объединены в метасоматическую колонну: альбититы, калишпатиты, (кварц-турмалиновые жилы), березиты, пропитилиты, (альбит-мусковитовые жилы), аргиллизиты.

Зона калиевого метасоматоза. От гранитоидного интрузива во вмещающие породы (преимущественно плагиогнейсы) поступает кислый флюид температурой 400–500 °С. Альбит вступает в реакцию с поступающим флюидом раньше ортоклаза, так как электроотрицательность

натрия (0,93) ниже, чем у калия (0,82). Новообразуются кварц и корунд, выделяется вода. Среда щелочная. Образующийся, предположительно, корунд в данных условиях неустойчив и, вероятно, в дальнейшем переходит в гиббсит ($\text{Al}(\text{OH})_3$).

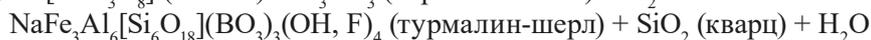


В реакцию с хлоридом натрия вступает ортоклаз, происходит перекристаллизация кварца, в результате выделяются хлорид калия и вода. Среда щелочная.

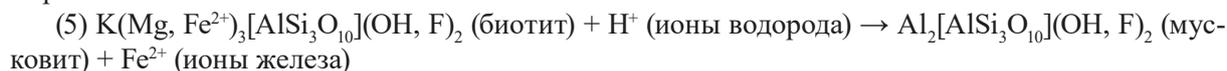


Происходит циклическая смена калишпатизации и альбитизации до момента относительного равновесия систем и смены кислотно-щелочных условий на нейтральные.

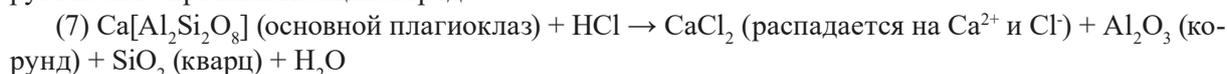
Кварц-турмалиновые жилы. В условиях нейтральной, слабокислой среды при температуре обогащенного летучими компонентами флюида 300–400 °С образуются кварц-турмалиновые жилы.



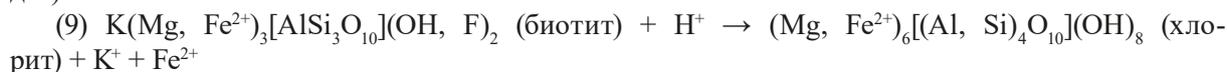
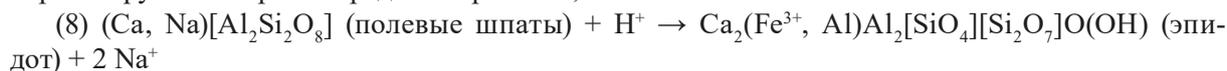
Березитовая зона. Нейтральная, слабокислая среда меняется на кислую – начинается распад водорода, при температуре флюида 250–350 °С происходит процесс березитизации. Биотит за счет привноса водорода распадается на мусковит (мелкочешуйчатый), высвобождающиеся в результате ионы двухвалентного железа реагируют с сероводородом, продукт этой реакции – пирит:



Пропилитовая зона – зона земной коры, которая взаимодействует с флюидами температуры 100–200 °С. Она характеризуется «озеленением» за счет новообразующихся минералов зеленого цвета. Кислая среда меняется на щелочную в результате израсходования водорода, в реакцию с соляной кислотой вступает кальциевый плагиоклаз, в результате образуются неустойчивый хлорид кальция, кварц, корунд, вода. Высвобождаются ионы кальция, что провоцирует начало пропилитизации пород.

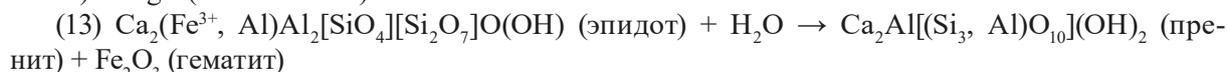
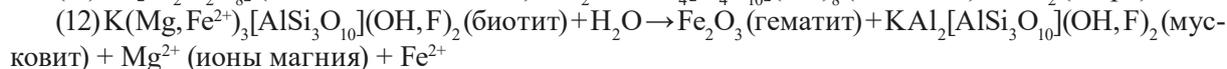
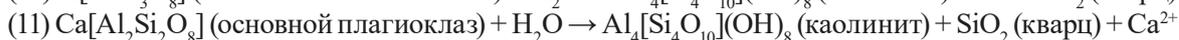
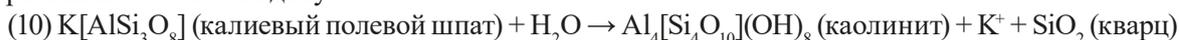


Свободные ионы кальция проникают по тонким трещинам в гнейс: образуется эпидот, минералы группы хлорита. Среда нейтральная, слабокислая.



Зона гидротерм. Альбит-мусковитовые жилы. В результате пропилитизации выделяются свободные ионы калия, натрия и железа, которые образуют альбит-мусковитовые гидротермальные жилы.

Аргиллизитовая зона – зона земной коры, которая взаимодействует с водными растворами температуры 100–200 °С, в результате чего полевые шпаты разлагаются на каолинит, а биотит – на мусковит. Примечательно, что были сделаны единичные находки пренита, предположительно, развившегося по эпидоту.



При кислом метасоматизме золото отлагается в слабокислых условиях (pH = 5–6), а при более низких значениях – растворяется и выносится из системы. Факторы, способствующие возникновению слабокислых условий при кислом метасоматизме: низкая температура, высокое

давление, наличие серы в растворе. Благоприятными для формирования золотого оруденения являются кварц-турмалиновые жилы, березитовая зона, пропилитовая зона. (Исходя из понятия о коммерческой тайне, авторы не приводят в этой работе полный объем результатов опробования пород на содержание золота и серебра по первичным ореолам.)

Так, например, на участке Гольцовом (рис. 1) аномалии золота и серебра приурочены к сближенным полям развития кварц-турмалиновых жил и березитов, которые находятся в обширном поле калишпатитов и альбититов, на участке Бортовом (рис. 2) – к полям развития березитов и пропилитов. Различие проявленных на участках околорудных метасоматитов связано с уровнем эродированности пород, слагающих метасоматическую колонну: на участке Гольцовом степень эродированности выше, поэтому вскрыты низы метасоматической колонны; участок Бортовой слабоэродирован, поэтому вскрыты более поздние продукты метасоматоза.

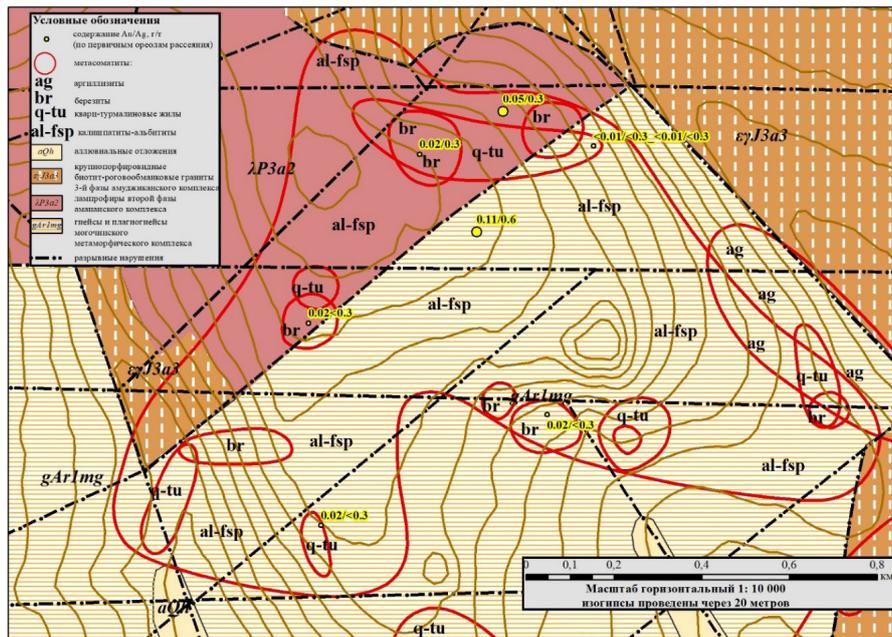


Рис. 1. Золотоносность околорудных метасоматитов: участок Гольцовый

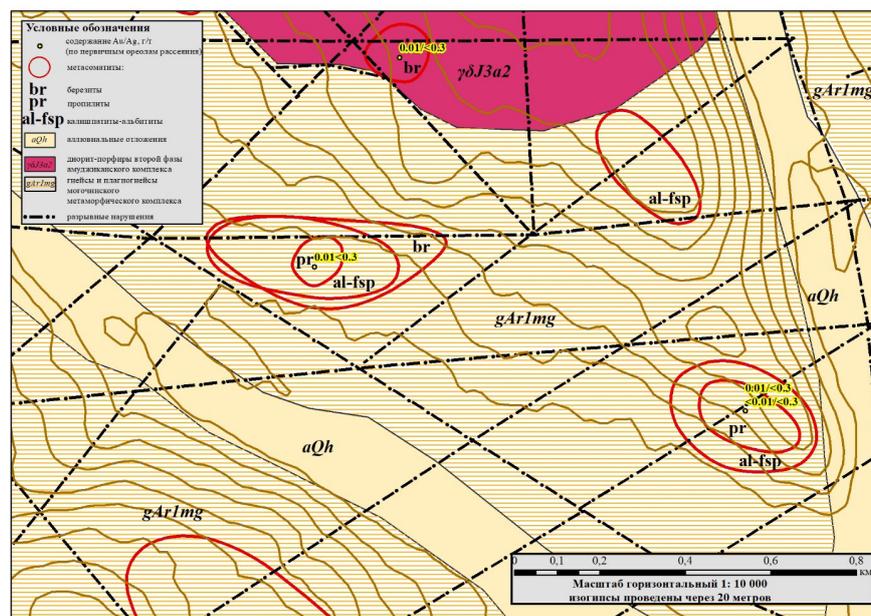


Рис. 2. Золотоносность околорудных метасоматитов: участок Бортовой

Приведенные в работе расчеты требуют уточнения в ходе дальнейших аналитических исследований: анализа газовой-жидких включений, минералогических исследований, исследований изотопии серы, структурного анализа и др. Для полноты модели месторождения метасоматическую колонну околорудных метасоматитов требуется дополнить рудными жилами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Олекминская. Лист N-50-XXIV (Могоча). Объяснительная записка / С. Ф. Абдукаримова, Т. Ф. Абдукаримова, В. В. Карасев и др.; Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Росгео», АО «Сибирское ПГО», ОСП «Читагеологоразведка». – Электрон. текстовые дан. – М. : Московский филиал ФГБУ «Институт Карпинского», 2024.
2. Добывающая промышленность. На Уконикском месторождении золота завершили геологоразведку [Электронный ресурс] URL: <https://dprom.online/metalls/na-ukonikskom-mestorozhdenii-zolota-zavershili-geologorazvedku/>
3. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. – М. : Изд-во «Наука», 1969.

Максимэн И. Э.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД СУРГУТАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Сургутановское рудное поле расположено в Золотушинском рудном районе в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне на территории номенклатурного листа М-44-Х масштаба 1 : 200 000.

В пределах данного поля распространены вулканогенно-осадочные отложения нижнего палеозоя, эмского, эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов девона. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы как в пределах других рудных районов (Змеиногорский, Рубцовский, Зыряновский и т. д.), так и на рассматриваемом Сургутановском рудном поле на основании состава, возраста и соотношения вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации: нижнюю (эмс–эйфель–ранний живет), базальтсодержащую андезит-дацит-риолитовую известково-кремнисто-терригенную калиевую, и верхнюю (поздний живет–ранний фран), базальт-риолитовую кремнисто-терригенную калиево-натриевую [3].

Нижняя субформация базальтсодержащей андезит-дацит-риолитовой известково-кремнисто-терригенной формации представлена туфогенно-осадочными породами (алевролиты, туфы кислого состава), которые отвечают образованиям мельничной свиты ($D_{1-2}ef-ef$). Средняя субформация – риолитовая (риолиты и риодациты, туфы кислого состава), отвечающая образованиям сосновской свиты (D_2ef-gv_1). Верхняя субформация – туфогенно-алевро-песчаниковая (алевролиты, часто кремнистые, известняки, прослойки туфов кислого состава, туфопесчаники, лав кислого состава), которая отвечает отложениям заводской свиты ($D_2gv_2^1$). По описанию трех субформаций нижней формации можно утверждать, что последняя представлена преимущественно кислыми разностями вулканитов.

Верхняя базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация имеет двухчленное строение (снизу вверх): нижняя субформация – риодацитовая (риолиты, туфы кислого состава, редко дациты), отвечает образованиям давыдовской свиты ($D_2gv_2^2$); верхняя субформация – риолитовая туфогенно-осадочная (биогермные известняки, алевролиты, туфопесчаники, туфы кислого состава, риолиты), включает отложения каменевской свиты ($D_2gv_2^2-D_3f_1$).

Подрудной формацией является известково-терригенная метаморфизованная, представленная в основном сланцами (PZ_1). Перекрывающей рудоносные является вулкано-терригенная пестроцветная риолитсодержащая формация (D_3f_2-fm), представленная снежиревской свитой (преобладают туфопесчаники).

Переходя к характеристике магматизма на рассматриваемой территории, необходимо сказать, что интрузивные, субвулканические и вулканогенные породы занимают примерно 50 % от всей площади Сургутановского рудного поля. Возрастное расчленение интрузивных и субвулканических образований принято в соответствии с классификацией, разработанной для всего Золотушинского рудного района [1].

На изучаемой территории выделяются следующие интрузивные и субвулканические комплексы (начиная с древних):

1. Верхнедевонский комплекс субвулканических интрузий характеризуется наличием в разрезе риолитов (λD_3), дацитов (ζD_3) и андезитовых порфиритов (αD_3). В прошлом образования данного комплекса выполняли роль рудоподводящих каналов, формируя в рельефе вулканические постройки. Оруденение и зоны минерализации локализовались в данном случае на склонах вулканов и некотором удалении от них. В качестве примера можно привести месторождения Юбилейное и Сургутановское, которые располагаются в пределах Сургутановского рудного поля. На обоих месторождениях, согласно разрезам и геометризованной модели, рудные тела представлены субсогласными лентовидными и линзовидными, реже – комбинированными залежами, локализованными на склонах вулканических куполов и в мелких впадинах.

2. Змеиногорский интрузивный комплекс: граниты (γD_3) и плагиигранит-порфиры ($\gamma \pi D_3$).

3. Постзмеиногорская группа даек: габбро-долеритовые порфириты ($\beta \mu C_{2-3}$) и диоритовые порфириты ($\delta \mu C_{2-3}$).

В результате поисковых работ предшественниками были выделены две группы рудопроявлений по пространственному положению и их связи с субвулканическими телами [1].

Первый тип представлен многочисленными зонами минерализации, которые были встречены в нижней части разреза верхней субформации базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации среди переслаивающихся грубообломочных туфогенно-осадочных образований, представленных туфопесчаниками, туфами кислого состава, кремнистыми алевритами и лавами риолитов. В совокупности данные породы образуют единую согласную зону минерализации мощностью до 100–120 м. Оруденение имеет вкрапленный, гнездово-вкрапленный, прожилково-вкрапленный и прожилковый характер. Преобладающим минералом является сфалерит; халькопирит и пирит встречаются реже. На северо-западном фланге полиметаллическая минерализация была прослежена поисково-структурными скважинами по простиранию на 2,5 км, по падению – на первые сотни метров. Также в южной части западного фланга была установлена общая вертикальная зональность, которая выражается в смене существенно медного и медно-цинкового (в нижней части) оруденения полиметаллическим и барит-полиметаллическим (в верхней части).

Второй тип оруденения приурочен к субвулканическим телам, которые представлены крупновкрапленными дацитами. Данная разновидность оруденения характеризуется прожилковым и прожилково-гнездово-вкрапленным характером. Состав таких руд преимущественно медно-цинковый.

В пределах Сургутановского рудного поля выделяются два перспективных участка: Ермошихинский, располагающийся в юго-западной части карты, южнее месторождения Юбилейное, и Восточно-Сургутановский, тяготеющий к северо-восточному углу карты.

На Ермошихинском участке, имеющем размеры $7 \times 2,5$ км и простирающемся в субмеридиональном направлении, в результате бурения поисковых скважин предшественниками были подсечены минерализованные зоны на нескольких профилях. Например, на профиле XXV в результате бурения скважины № 1616 на интервале 218,8–219,35 м была подсечена минерализованная зона с содержаниями: Cu – 1,17 %, Pb – 1,19 %, Zn – 4,16 %. В скважине № 1591 профиля XXVI содержание по Cu составило 1,97 %, по Pb – 0,38 %, по Zn – 3,45 %. На разведочном профиле XXVII скважиной № 1589 было подсечено сразу три уровня с минерализованными зонами; среднее содержание по Cu составило 1,5–2 %, по Pb – 0,8 %, по Zn – 2,5 % [2].

После анализа результатов бурения по всем профилям был сделан предварительный вывод, что в пределах Ермошихинского участка развита преимущественно медно-цинковая минерализация. Данный участок является перспективным для постановки на нем поискового бурения по более густой сети с целью потенциального обнаружения ресурсов категории P_2 .

На Восточно-Сургутановском участке, имеющем размеры $6 \times 1,5$ км, также в результате бурения поисковых скважин предшественниками были получены подсечения минерализованных зон. На профиле № 9 сразу в двух скважинах встречены высокие содержания по Cu и приемлемые по Zn. Например, в скважине № 1019 на глубине 215 м была подсечена минерализованная зона мощностью 4,9 м с содержаниями по Cu, Pb и Zn 3,52 %, 0,05 % и 0,58 % соответственно. Стоит также отметить тот факт, что на профиле № 11 в скважинах № 1050 и № 1045 оруденение было встречено в крупновкрапленных дацитах, которые в прошлом слаги структуры, выполнявшие роли рудоподводящих каналов. Содержания в данных скважинах колеблются по Cu в пределах 0,55–0,66 %, по Pb – 0,56–0,60 %, по Zn – 5,14–6,22 % [1].

В результате анализа данных предшественников по бурению можно сделать вывод, что выделяемые участки в пределах Сургутановского рудного поля перспективны к обнаружению зон медно-свинцово-цинковой минерализации. Однако из-за редкой сети скважин не представляется возможным корректно оценить размер и морфологию рудных тел. Этот и другие факты побуждают к проведению геологоразведочных работ в данном районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астафьев М. П., Астафьева Л. А., Фалейчик И. В., Кириллова Т. А. Отчет о поисковых работах на Сургутановском участке (Титовско-Сургутановская структура), проведенных Успенской партией в 1974–1977 гг. (в 2 томах). – Горняк : Министерство геологии РСФСР. Западно-Сибирское геологическое управление. Рудно-Алтайская экспедиция. Успенская партия, 1977. – Т. 1.
2. Боков В. К., Бокова Г. И., Сухарева М. П., Фатин В. И., Кейно В. Л., Синдяев Ю. В., Карасев Б. Н. Отчет о детальном поиске полиметаллических руд на флангах Юбилейного месторождения и общих поисках на площади Ермошихинского участка (Золотушинский рудный район), проведенных Успенской партией в 1970–1986 гг. (в 3 книгах). Книга I. Текст. – Новокузнецк : Министерство геологии РСФСР. Производственное геологическое объединение «ЗапСибГеология». Рудно-Алтайская экспедиция, 1991.
3. Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В., Мурзин О. В., Корчагина Д. А., Кузнецова С. В., Миляев С. А. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019.

Михалко Н. П., Тертышная К. М.

ФГБУ «ВИМС», г. Москва

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ТИГЕРТЫШСКОГО КОМПЛЕКСА ИПЧУЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Ипчульский рудный узел (РУ) расположен в западной части Кузнецкого Алатау Алтае-Саянской минерагенической провинции, в пределах Улень-Туимского медно-молибденового рудного района. По тектоническому положению Ипчульский РУ находится в зоне сочленения двух разновозрастных структурных блоков – Батеневско-Беллыкской зоны, представленной преимущественно стратифицированными вулканитами белоюсского комплекса ($R_3^{?bj}$) и сопряженными интрузивными образованиями тегиртышского ($\gamma_1 \epsilon_3 - O_1 t$) и мартайгинского комплексов ($q\delta_2, \gamma\delta_2 \epsilon_2 m$), и Коммунарской зоной, сложенной вулканическими и терригенно-карбонатными отложениями полуденной свиты ($R_2 p_1$) и интрузивными образованиями мартайгинского комплекса ($q\delta_2, \gamma\delta_2 \epsilon_2 m$). Два крупных мегаблока разделены Сыйским взбросо-надвигом, простирающимся в северо-восточном направлении. Аллохтонные пластины Батеневско-Беллыкской зоны надвинуты с образованием системы чешуй на автохтонные породы Коммунарского блока.

Гранитоиды Ипчульского рудного узла представлены порфиоровыми гранитами, лейкогранитами тигертышского комплекса ($\gamma_1, l\gamma_{2-3} \epsilon_3 - O_1 t$); сиенитами, габбро и, в пределах Ипчульского

месторождения, гранодиоритами когтахского комплекса ($v_1; \mu_2; \xi_3 \epsilon_2 k$). Для установления особенностей элементного состава и петрохимической специализации гранитоидов были отобраны пробы в районе р. Ипчул и руч. Макаровский и проанализированы методом спектрального анализа с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) (50 проб).

Гранитоиды руч. Макаровский мелкозернистые, полностью альбитизированы как на магматическом, так и на постмагматическом этапе. Повсеместно преобладают монцитонитовые структуры, часто в виде псевдопертитов плагиоклаза в КПШ. В процессе альбитизации плагиоклаза реликтовые включения в КПШ при перекристаллизации встраиваются в структуру калиевого полевого шпата, возникают полисинтетические двойники, сонаправленные с осью пойкилокристалла щелочного ПШ. Во многих кристаллах плагиоклаза отсутствует полисинтетическое двойникование, что говорит о разрыве смесимости, и его состав реализуется чередованием доменов альбита и анортита [7]. Кристаллизация породы проходила в три этапа: первый (раннемагматический) – выделение из расплава акцессорных минералов, первичного кварца и плагиоклаза, затем на втором (промежуточном) этапе происходило инконгруэнтное замещение плагиоклаза и кварца с выделением калиевого полевого шпата и на третьем (финальном) этапе (позднемагматическом) происходило раскисление плагиоклаза до An_{20-25} с последующим его расширением. Хорошо различим дифференционный ряд, в котором центральная часть штока сложена гранодиоритами и далее гранитами по периферии. Большое количество сульфидных минералов (пирит, пирротин) говорит об обогащенности расплава хлоритипными элементами (Fe, Ni) и позволяет отнести эти гранитоиды к хлористым [8].

Гранитоиды руч. Ипчул имеют порфировую структуру; вкрапленники представлены раннемагматическими кварцем и плагиоклазом. В альбитизированных кристаллах плагиоклаза наблюдается теневая зональность. Выделяется отсутствие монцитонитовых структур, это говорит о пересыщенности породы кремнеземом. В породе отсутствуют пертиты распада, что свидетельствует о низком давлении воды, при котором не происходило разрыва смесимости [11]. Кристаллизация породы также проходила в три стадии: на первой (раннемагматической) стадии после акцессорных минералов выделяются плагиоклаз и кварц, затем на второй (промежуточной) стадии, образуются мелкие зерна кварца II-ой генерации и КПШ, заполняющие интерстиции между крупными вкрапленниками, и на третьей (завершающей) стадии – позднемагматическом этапе, происходит раскисление плагиоклаза до An_{20} . Данные гранитоиды соответствуют поздним рудогенным выплавкам из остаточного расплава [14]. Граниты тегиртышского комплекса в структурном плане огибают гранодиориты когтахского комплекса. Из этого можно предположить, что граниты являются продуктом поздней дифференциации расплава, из которого сформировались габбро и гранодиориты когтахского комплекса. Однако по ряду

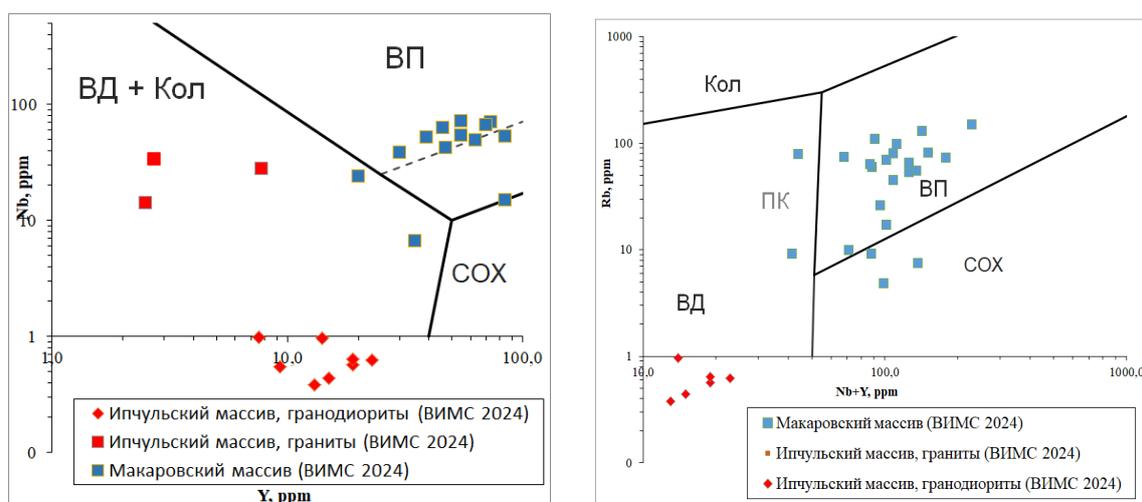


Рис. 1, а. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса геодинамических обстановок формирования гранитоидов Ипчульского рудного узла. Основы диаграмм: 1, а – по [12], 1, б – по [13]. Поля гранитоидов: Кол (syn-COLG) – синколлизийных гранитов, ПК (post-COLG) – поздние и постколлизийных гранитов, ВП (WPG) – внутриплитных гранитов, ВД (VAG) – гранитов вулканических дуг (островодужных), СОХ (ORG) – гранитов океанических хребтов

петрохимических и петрографических признаков эти породы не могут быть производными одного расплава. Гранодиориты имеют средне-крупнозернистый облик, крупные изометричные зерна кварца образуют «цепочки», интерстиции между которыми заполнены таблицами плагиоклаза и КПШ. В породе присутствуют элементы монцонитовой структуры (реликтовые включения Pl в Kfs), в отличие от гранитов.

Для петрохимической типизации гранитоидов Ипчуйского рудного узла использовались работы Б. Чаппела и А. Уайта, Б. Фроста, Дж. Пирса, А. Н. Заварицково [5, 13]. Б. Чаппел и А. Уайт выделили два различных типа гранитов: граниты S-типа (sedimentary–осадочные) и I-типа (igneous–изверженные) со следующими критериями типизации: содержание Na_2O , значение индекса ASI, который вычисляется по формуле $I_{\text{ASI}} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$. В целях реконструкции геодинамической обстановки формирования гранитоидов Ипчуйского рудного узла применены диаграммы Дж. Пирса [12], использующие соотношения Rb-Y-Nb и Rb-Ta-Nb.

В результате построения данных дискриминационных диаграмм для гранитоидов Ипчуйского рудного узла установлено, что точки составов гранитоидов штоков руч. Макаровский попадают в поле внутриплитных гранитов, а точки составов Ипчуйских гранитоидов – в поле внутридуговых гранитов (рисунки 1, а и 2, б). Такое положение гранитоидов Ипчуйского рудного узла позволяет говорить о разных условиях формирования в различных геодинамических обстановках и невозможности отнесения этих гранитов к одному комплексу.

Судя по диаграмме (см. рис. 2, а) граниты р. Макаровского и руч. Ипчуйского, а также гранодиориты на р. Ипчул большей частью попадают в поле гранитов I-типа, то есть образовались либо в результате частичного плавления первичнокоровых пород, либо возникли из остаточного расплава, обогащенного легкими компонентами [9]. Гранитоиды Ипчуйского РУ относятся в основном к породам повышенной щелочности (см. рис. 2, б). С такими породами связывают развитие Cu-Mo-порфировых месторождений [14], в частности, с ними связано известное Ипчуйское молибденовое месторождение.

По результатам анализов методом ICP-MS было установлено, что во всех гранитах Ипчуйского РУ распределение РЗЭ носит в основном нисходящий характер (рис. 3, а). В свою очередь в гранодиоритах наблюдается слабое восходящее распределение РЗЭ, близкое к хондриту. Повышенное содержание HREE объясняется слабой дифференциацией расплава и (или) высокой степенью частичного плавления. Также в Ипчуйских гранодиоритах и Макаровских гранитах отмечается аномалия по Eu^{2+} . При образовании породы в результате процессов фракционной кристаллизации плагиоклаз остается в источнике и наблюдается отрицательная европиевая аномалия в расплаве [10]. В гранитоидах р. Макаровского менее выражена разница в содержании тяжелых и легких РЗЭ, отмечается их повышенное содержание относительно гранитов руч. Ипчуйский.

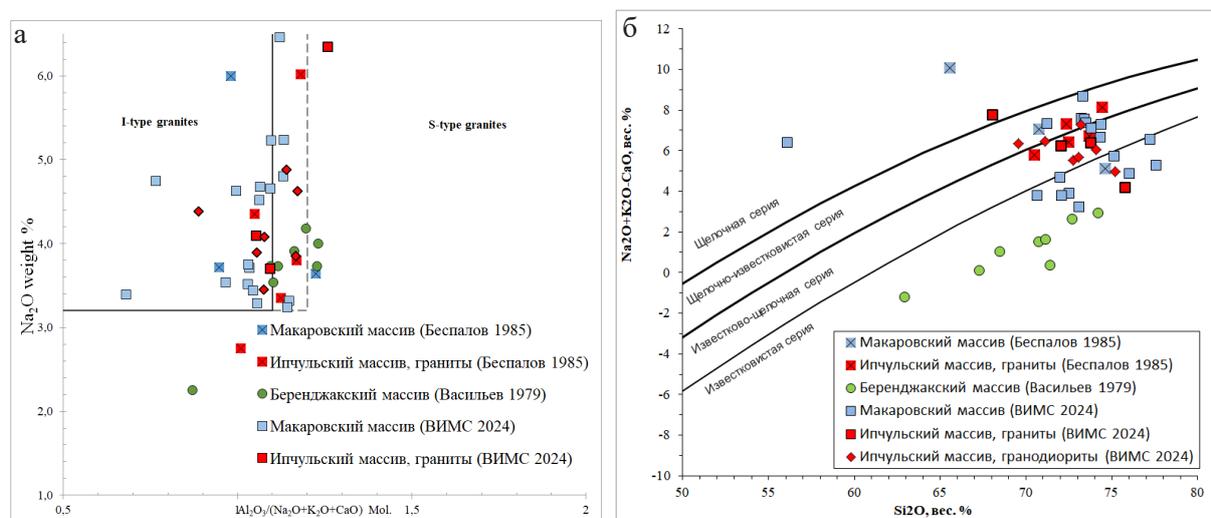


Рис. 2. а – диаграмма в координатах Na_2O и $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ для гранитоидов Ипчуйского РУ (индекс ASI), б – положение гранитоидов Ипчуйского рудного узла на классификационной диаграмме щелочности – известковистости гранитов

На спайдерграмме (см. рис. 3, б) в гранитах показаны: общая отрицательная аномалия по Pb, повышенное содержание высокозарядных элементов (HFSE), эти элементы наименее подвижны при наложенных процессах [9]. В гранитах р. Макаровский отмечается положительная аномалия по Pr и отрицательная Sr. Сильно различаются графики гранитов и гранодиоритов р. Ипчульский, что говорит об их происхождении из разных магматических источников.

По результатам анализа распределения РЗЭ в гранитоидах Ипчульского РУ сделан вывод о том, что гранитоиды Макаровского и Ипчульского участков должны быть отнесены к разным комплексам, причем гранодиориты и граниты Ипчульского участка не являются производными одной магмы.

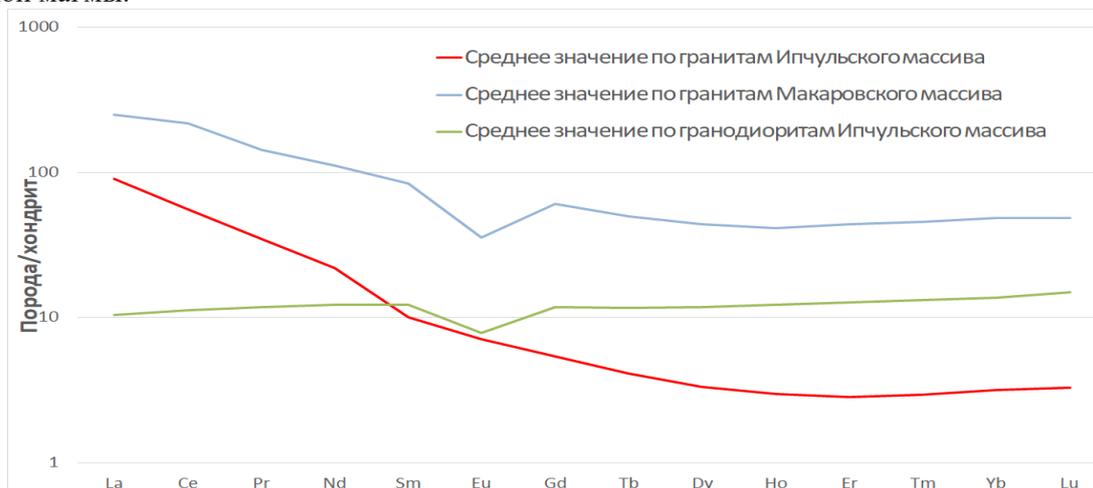


Рис. 3, а. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Ипчульского рудного узла, нормированные на хондрит C1, по (Sun, McDonough, 1989)

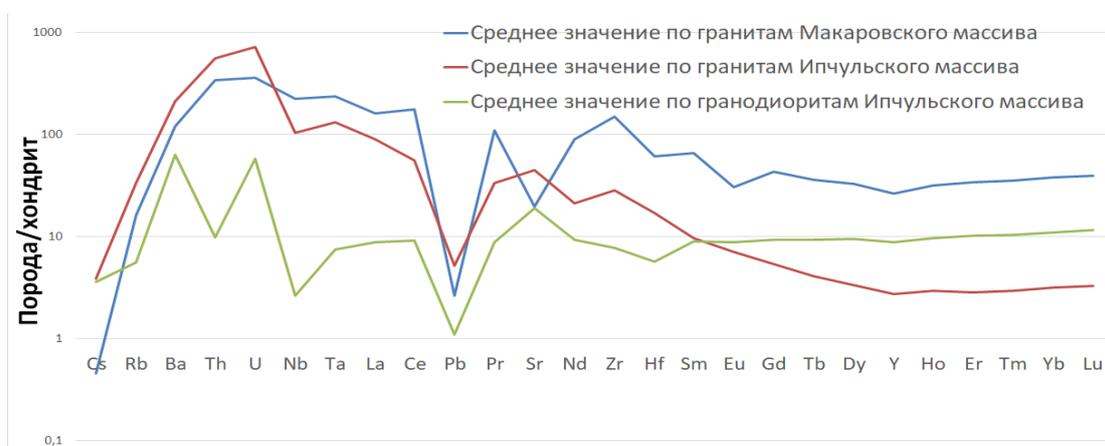


Рис. 3, б. Мультиэлементная спайдер-диаграмма для гранитоидов Ипчульского рудного узла. Нормализация на хондрит, по (Sun, McDonough, 1989)

Порфиридные граниты Ипчульского участка, связанные с молибденовым оруденением, по ряду критериев сильно отличаются от гранитоидов р. Макаровский:

1) по структурному критерию – более крупнозернистая порода, порфиридного облика в отличие от мелкозернистых однородных гранитов ручья Макаровский;

2) по генетическому критерию – отсутствие монзонитовых структур и пертитов распада говорит о малом P_{H_2O} , и как следствие меньшей насыщенности флюидным компонентом расплава, и о более высокой температуре кристаллизации Ипчульских гранитоидов по сравнению с Макаровскими;

3) по петрохимическому критерию – в Ипчульских гранитах более выражен нисходящий характер распределения РЗЭ, отсутствуют какие-либо аномалии в отличие от Макаровских гранитов, где четко выражен минимум по Eu^{+2} .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беспалов Ю. В. Геологическое доизучение м-ба 1 : 50 000 в пределах листов N-45-59-B, Г; -7=1-A, Б, Г; -83-Б (1981–85 гг.). – Минусинск : Красноярскгеология, 1985, РГФ № 420516.
2. Васильев Б. Д. Геология и закономерности формирования и размещения золотого оруденения р-на Коммунарковского рудного поля. (Заключительный отчет темы: 2–92/74), «Енисейзолото». – Томск, 1979, РГФ № 377617.
3. Демина Л. И., Короновский Н. В. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М. : Кн. дом «Университет», 2011. – 234 с.
4. Жариков В. А., Русинов В. Л. Метасоматизм и метасоматические породы. – М. : Научный мир, 1998. – 492 с.
5. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их : Справочное пособие. – М.–Л. : Изд-во Акад. наук СССР, 1941. – 155 с.
6. Костицин Ю. А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. – 2000. – № 1. – С. 23–30 и № 2. – С. 26–32.
7. Крамаренко Н. К. Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов. – Киев : Наукова думка, 1975. – 124 с.
8. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. – М. : Недра, 1992. – Т. 265. – 317 с.
9. Скляр Е. В. Интерпретация геохимических данных. – М. : Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
10. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М. : Научный мир, 2001. – 606 с.
11. Bowen N. L., Tuttle O. F. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--H}_2\text{O}$ // The Journal of Geology. – 1950. V. 58. (русс. пер.: Боуэн Н. Л., Туттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--H}_2\text{O}$ // Полевые шпаты. – М. : Изд-во ИЛ, 1952.
12. Pearse J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. – 1984. – V. 25. – P. 956–983.
13. Pearce J. A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. – 1996. – V. 19, № 4. – P. 120–125.
14. Sillitoe H. Porphyry Copper Systems // Econ. Geology. – 2010. – V. 105. – P. 3–41.

Мишин И. А., Гребенкин Н. А., Карманов Е. Н., Прозоров В. А.

ФГБУ «ВИМС», г. Москва

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ НАЗЕМНОЙ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ С ЦЕЛЬЮ КАРТИРОВАНИЯ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН НА ЭТАЛОННОМ УЧАСТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУНГ (ЭЛЬКОНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

В связи с ростом мировых цен на уран и его дефицитом в нашей стране снова поднят вопрос об освоении Эльконской группы месторождений, где наряду с ураном в большом количестве отмечается золото, прогнозный потенциал которого, с учетом первичных руд, по разным оценкам составляет более 700 т. Ранее проведенная разведка этих объектов предусматривала опробование первичных (неокисленных) руд на уран. Опробование на золото и другие попутные компоненты осуществлялось исключительно в урановорудных интервалах, за их пределами золото не оценивалось.

В настоящее время АО «ЭГМК» (ГК «Росатом») приступило к освоению зоны окисления месторождения Северное, где основным компонентом является золото, а уран относится к попутным. При проведении здесь геологоразведочных работ (ГРР) опробование поверхностных горных выработок на золото производилось и производится на всю их длину, в том числе по безрудным вмещающим породам. Это объясняется тем, что визуальное выделение границ развития золотоносных калишпатовых метасоматитов связано с рядом трудностей, в первую очередь с интенсивным развитием окисления пород. Вследствие этого вблизи дневной поверхности

все породы приобретают рыжие, бурые цвета и их расчленение на рудные и безрудные весьма затруднительно.

АО «ЭГМК» подготовило проект на проведение ГРП в зоне окисления месторождений Южная. В рамках этих работ предусматривается проходка канав и их опробование на золото на всю длину с соответствующими аналитическими исследованиями, по аналогии с работами, проведенными на зоне Северная. На планах опробования видно, что мощность рудоносных зон относительно невелика и достоверное полевое картирование потенциально золотоносных зон позволило бы существенно сократить объемы опробования и аналитических исследований. Данная методика будет наиболее эффективна при проведении работ на зоне Южная, так как средние мощности рудных зон, приуроченных к метасоматитам, составляют первые метры, в отличие от зоны Северная, где средняя мощность зон составляет около 30 метров.

Также с 2025 года в пределах Сохолоохской зоны, представляющей собой многочисленные кулисообразные зоны, запланированы поисковые и оценочные работы на уран и золото. Геологическое картирование на дневной поверхности таких зон затруднительно в связи с задернованностью и наличием курумника; определить точное положение планируемых канав, которые бы вскрывали их вкрест простирания, весьма непросто. Гамма-спектрометрические исследования, проведенные в опытно-методическом варианте на локальном участке месторождения Курунг, а также в канавах, позволили выделять зоны золотоносных и урансодержащих пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов и, соответственно, решать вышеуказанные задачи.

Эльконский рудный район (РР) расположен на стыке территорий листов О-51-ХІІ, О-52-VІІ, О-51-ХVІІІ и О-52-ХІІІ масштаба 1 : 200 000. В экономико-географическом отношении он находится в пределах Алданского района Республики Саха (Якутия), а именно в междуречье Яко-кита и Большого Ыллымаха.

В геолого-тектоническом отношении Эльконский РР охватывает одноименный горст, который расположен на северной окраине Алданского щита в области его сочленения с Алдано-Ленской плитой, относящейся к Сибирской платформе. Эльконский горст преимущественно сложен метаморфизованными стратиграфическими образованиями (диопсидовыми кристаллическими сланцами федоровской серии, биотитовыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-графитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами нимырской свиты).

Юго-восточная часть горста представлена нижнепротерозойскими резко преобладающими субщелочными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами каменковского комплекса. На северо-западе и западе горста сплошным чехлом развиты венд-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения. Преимущественно в западной части рассматриваемой территории повсеместно картируются интрузивные образования щелочных и субщелочных пород мезозойского возраста.

В минерогеническом отношении Эльконский УРР представляет собой серию субпараллельных протяженных зон древнего заложения: Северная, Южная, Сохолоохская и Федоровская. В пределах этих зон располагаются многочисленные золото-урановые месторождения, локализованные в метасоматически проработанных зонах, приуроченных к древним разломным структурам.

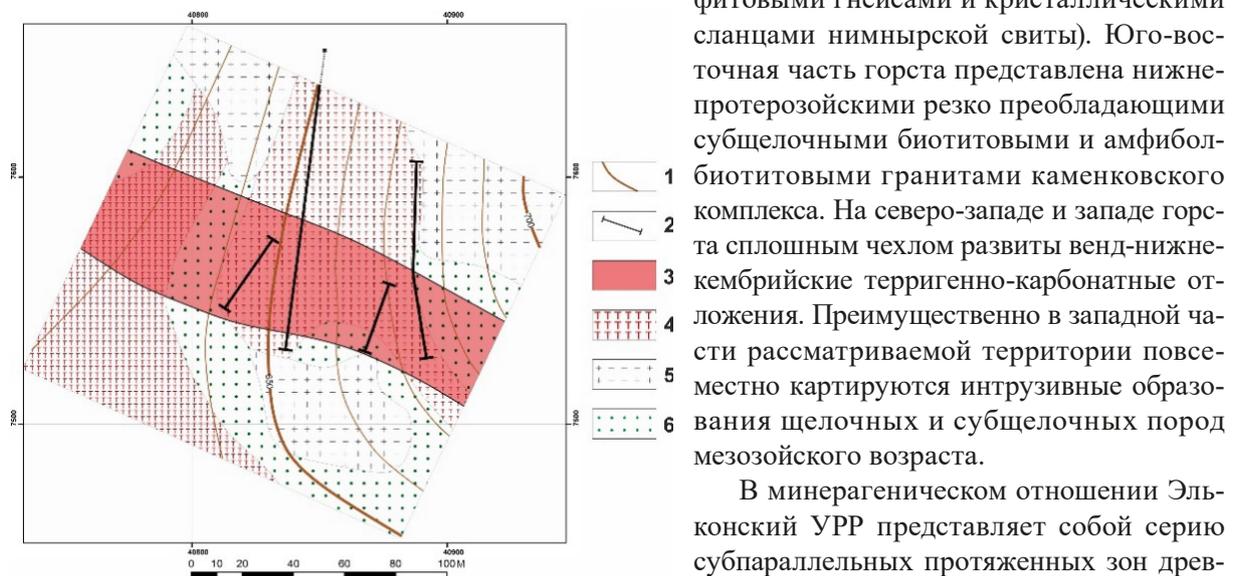


Рис. 1. Карта условий проведения спектрометрической съемки на локальном участке месторождения Курунг:

1 – горизонтали рельефа; 2 – канавы предшественников; 3 – рудная зона (по данным АО «ЭГМК»); 4 – участки техногенного воздействия; 5 – курумник; 6 – почвенно-растительный слой

Месторождение Курунг расположено в зоне Южная, которая является крупной разрывной тектонической структурой архейско-протерозойского заложения, неоднократно подновлявшейся в последующие периоды тектоно-магматической активизации (ТМА). Зона Южная представляет собой гигантский уплощенный линейный крутопадающий рудный штокверк, сочленяющийся и пересекающийся с древними разломами субширотного и субмеридионального простирания, внешний контур которого совпадает с границей масштабного объемного проявления пирит-карбонат-калишпатового метасоматоза [1].

Пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты имеют важнейшее значение среди минеральных ассоциаций Эльконского РР. Данные метасоматиты являются золотоносными. Урановое оруденение всегда контролируется этими метасоматическими образованиями. На дневной поверхности, в зоне интенсивного окисления пирит и карбонат не сохраняются, золото переходит в свободную форму, и метасоматиты представляют собой калишпатиты со свободным золотом. Содержание оксида калия в рудных метасоматитах в два-три раза выше относительно безрудных пород, где оно варьирует на уровне 1–3 %; содержание урана всегда на порядок, а то и на два-три порядка выше по сравнению с безрудными породами, в которых оно составляет менее 0,001 %.

В ходе опытно-методических работ 2024 года на участке Курунг вкост золото-урановых зон была проведена гамма-спектрометрическая съемка с использованием прибора МКСП-01 «РАДЭК» (кристалл NaJ(Tl) 80 × 80 мм), совмещенная с радиометрической съемкой с использованием прибора МКС-17Д с блоком детектирования БДКГ-Р20Д (кристалл NaJ(Tl) 25 × 25 мм). Съемка проводилась по сети профилей с шагом 5 м и расстоянием между профилями 20 м на площади 0,025 км², а также по двум отдельным профилям, заданным по полотну канав

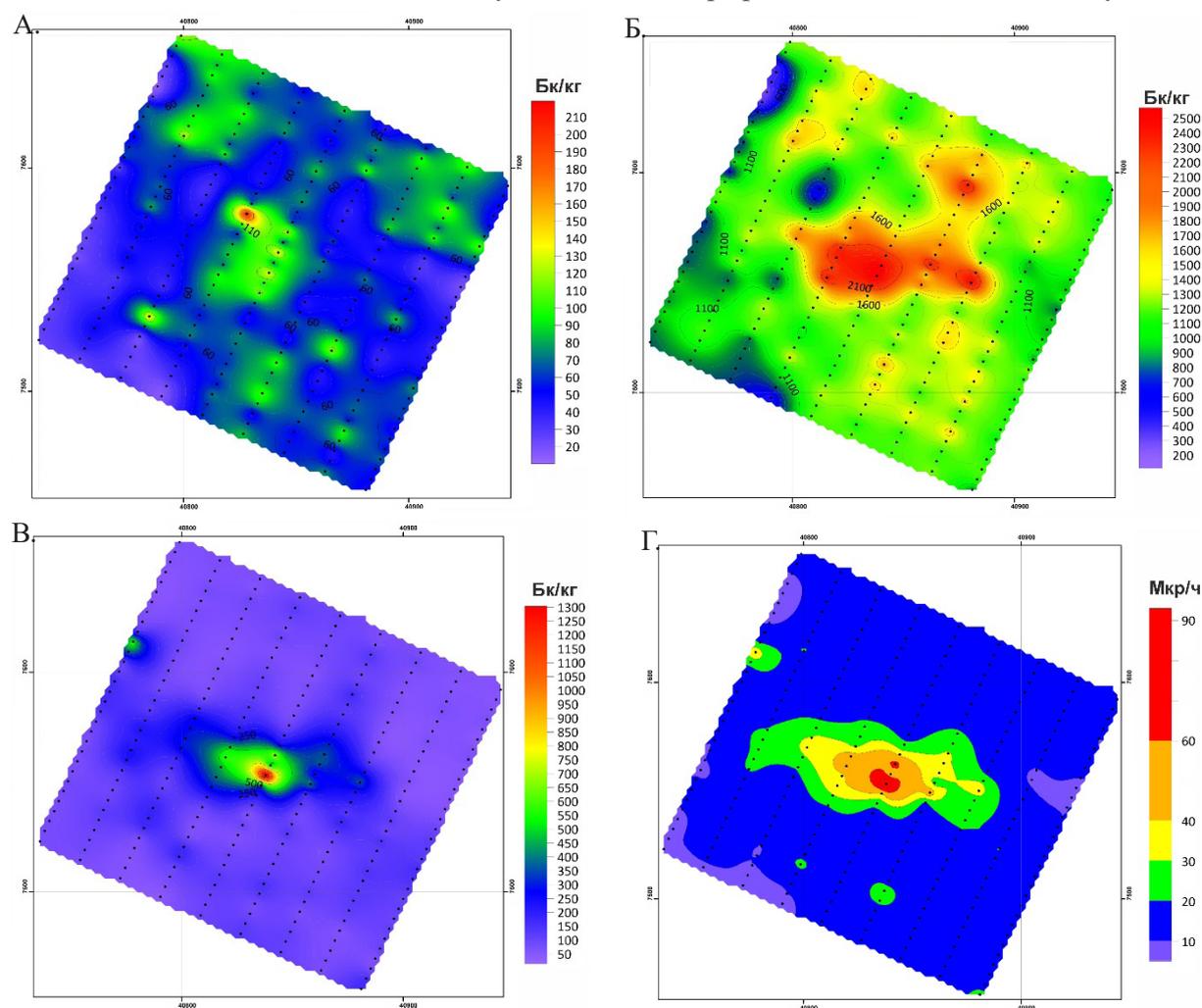


Рис. 2. Планы активности тория (А), калия (Б), радия (В), а также общей радиоактивности (Г)

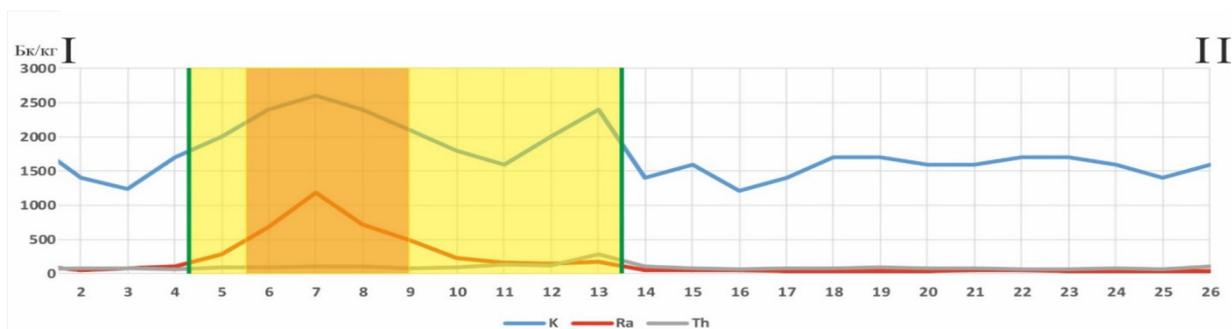


Рис. 3. Графики активности K (синий), Ra (красный), Th (серый) по полотну канавы № 133. Область, показанная желтым цветом, отвечает зоне развития рудоносных калишпатовых метасоматитов

(шаг 5 м), пройденных предшественниками. Всего выполнено 305 ф. т., объем контрольных измерений составил 5 %. Привязка краевых точек профилей на местности осуществлялась с помощью портативного GPS-навигатора, контроль расстояния между точками наблюдения на профиле осуществлялся вручную с помощью механической рулетки ввиду наличия погрешности в позиционировании GPS-навигатора в пределах 3 м.

В ходе работ попутно производились геологические маршруты, в рамках которых фиксировались ландшафтно-геоморфологические обстановки. По результатам была составлена карта условий деятельности, на которую были вынесены рудоносная зона, а также участки: перекрытые почвенно-растительным слоем; распространения курумника; подверженные техногенному воздействию (канавы, насыпи, дороги и т. д.; рис. 1). В процессе площадной наземной гамма-спектрометрической и радиометрической съемки были построены планы содержания тория, калия, урана, а также радиометрическая схема (рис. 2).

На карте активности тория его надфоновые значения преимущественно соответствуют участкам развития курумников, сложенных породами гранитного состава. Относительно высокая активность K и Ra, а также собственно общая радиоактивность совпадают с фактическим положением рудно-метасоматической зоны, но только там, где она вскрыта канавами. Там, где преимущественно фиксируются низкие значения K, Th и Ra, развит почвенно-растительный слой.

Гамма-спектрометрические исследования, проведенные в опытно-методическом варианте в одной из старых канав (№ 133), позволили выделить зону калишпатовых метасоматитов (рис. 3). Можно заметить, что по данным гамма-спектрометрии такие зоны метасоматитов характеризуются повышенной активностью K.

Таким образом, относительно оперативная и дешевая гамма-спектрометрия на стадии поисков, оценки и разведки позволяет решать не только классические задачи по выявлению ураноносных структур, но и по картированию потенциально золотоносных калишпатовых метасоматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Машковцев Г. А., Константинов А. К., Шумилин М. В., Щеточкин В. Н. Уран российских недр. – М. : ВИМС, 2010.

Морозов И. П.

Университет МИСИС, г. Москва

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО ОПЫТА ДЛЯ ДОБЫЧИ ВАНАДИЯ В ХОДЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ванадий более распространен в земной коре, чем многие другие металлы (например, медь, цинк), однако практически не обладает собственными крупными месторождениями. Основными минеральными образованиями ванадия являются роскоэлит, патронит, деклуазит, карнотит, купродеклуазит, ванадинит. Среднее содержание пентаоксида ванадия (основного химического соединения) в этих минералах оценивается от 19 до 29 %, а их месторождения можно найти по всему миру (см. таблицу).

Таблица. Месторождения минералов, содержащих ванадий, в России и мире

Минерал	Месторождения в РФ	Месторождения за рубежом
Роскоэлит	Средняя Падма	Джебаглы (Казахстан)
Патронит	Юшкинитовое ущелье	Новоселковское (Беларусь)
Деклуазит	Куранах	Кызыл-Эспе (Казахстан)
Карнотит	Средняя Падма	Джантуар (Узбекистан)
Купродеклуазит	–	Цумеб (Намибия)
Ванадинит	Березовское	Тюя-Муюн (Киргизия)

Относительно высокое количество пентаоксида ванадия содержится и в таких минералах, как титаномагнетит, магномагнетит, магнетит, рутил и ильменит. Они встречаются на порядок чаще, с чем и связан основной способ добычи ванадия – попутное извлечение при добыче железной, титановой и урановой руды. Большинство подобных месторождений относятся к эндогенным. Содержание пентаоксида ванадия в них невысокое (до 1 %), однако большие запасы руды позволяют в ходе попутного извлечения добыть существенное количество металла. Экзогенные же месторождения содержат больше пентаоксида ванадия (в среднем 6 %), однако они характеризуются более низким содержанием самой руды относительно эндогенных.

В связи с тем, что Россия столкнулась с ограничениями по поставкам ванадиевой продукции, а сам металл вошел в список стратегически важных, острее встает вопрос о его добыче. В этом свете стоит рассмотреть, какими методами добычи пользуются за рубежом, а также проверить, возможно ли реализовать опыт иностранных компаний в условиях российской географии.

Сегодня основным производителем металлического ванадия в мире является Китай. Страна обладает существенными запасами ванадия (до 9,5 млн тонн), которые почти в два раза превосходят подтвержденные запасы этого металла в России (до 5 млн тонн).

В КНР важнейшим источником ванадиевого сырья является добыча каменного угля. Выщелачивание для обработки такого рода сырья неэффективно; рабочее решение – измельчение и разделение на классы [2]. Измельчение важно, так как позволяет более качественно отделить ванадийсодержащую часть от других. В работе [2] указано, что при измельчении до частиц размером менее 0,038 мм содержание ванадия выросло до 50 %. Однако дальнейшее увеличение этого значения затруднительно, поскольку становится сложно отделить роскоэлит, содержащий ванадий, от кварца и других сопутствующих минералов, содержащихся в слюде Таншаньского месторождения (провинция Хэбэй). Большие разведанные запасы ванадия находятся также в провинциях КНР Ляонин, Шаньси и Сычуань.

В России каменный уголь добывают на территории Кемеровской, Иркутской и Ростовской областей, Красноярского и Забайкальского края, а также Республики Коми. Ванадий найден в составе углей Апсатского и Читкандинского месторождений Забайкальского края [1]. Китайский опыт может быть реализован для выделения ванадия на месторождениях этого региона.

Еще одним потенциальным источником ванадия является его извлечение в ходе производства глинозема. В Республике Коми добывают бокситы, в составе которых присутствует ванадий.

Кроме того, бокситы с относительно высоким содержанием ванадия добывают на территории Татарской, Приангарской и Чадобецкой групп месторождений, расположенных в Нижнем Приангарье [3]. Однако любые методы и технологии по извлечению ванадия из бокситов сталкиваются с тем, что содержание алюминия в отечественных рудах является довольно низким. Из-за этого извлечение ванадия из щелочно-алюминатных растворов затрудняется. Успешно работает в этом направлении на территории бывшего СССР только Павлодарский алюминиевый завод. Хотя ванадий и является вредной примесью для алюминия, его содержание в российских бокситах невелико. К тому же метод выделения ванадия через снижение растворимости соединений является довольно труднореализуемым. Все это объясняет, почему извлечение ванадия в процессе глиноземного производства не получило существенного развития.

На территории КНР также ведутся работы по эффективному выделению ванадия из бокситовой руды. В работе [4] описан метод низкотемпературного обжига с последующим выщелачиванием. Для повышения скорости процесса использована серная кислота. По заявлениям авторов исследования, данный способ при соблюдении ряда условий позволяет получить выход годного выше 90 % при изначальной доле ванадийсодержащей части в боксите менее 1 % (городской округ Ханьчжун, провинция Шэньси). Турецкие специалисты также рассматривают методы выделения ванадия в ходе производства глинозема как один из перспективных источников этого ценного компонента [5].

Сложная глобальная геополитическая ситуация, курс на импортозамещение, а также наличие богатой рудной базы открывают для России множество возможностей, в том числе в области добычи металлов. Поскольку ванадий как металл носит рассеянный характер, его выделение в ходе производства глинозема или обработки каменного угля позволит государству обеспечить себя достаточным количеством этого материала. Как показывает зарубежный опыт, даже из низкованадиевого сырья возможно выделить металл в количестве, достаточном не только для покрытия растущего потребления, но и для развития экспорта на новые рынки сбыта в развивающихся странах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылева М. С., Барабашева Е. Е. Элементный состав углей Апсатского и Читкандинского угольных месторождений (Забайкальский край) // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2018. – № 2. – С. 130–139.
2. Люи Жень, Вэйэн Цзэн, Сяоце Жун, Ци Ван, Шанлинь Цзэн. Влияние измельчения и классификации на процесс обогащения ванадийсодержащего каменного угля // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2019. – № 5. – С. 170–178.
3. Шибистов Б. В. Бокситы и железоалюминиевые руды Нижнего Приангарья и проблемы их комплексного освоения // Журнал Сибирского федерального университета. Серия: Техника и технология. – 2013. – № 6. – С. 995–1002.
4. Kai Zou, Junhui Xiao, Guanjie Liang, Wenxiao Huang, Wenliang Xiong. Effective Extraction of Vanadium from Bauxite-Type Vanadium Ore Using Roasting and Leaching // Metals. – 2021. – № 11 (9). – P. 1342.
5. Mediha Demet Okudan, Ata Akcil, Aysenur Tuncuk, Hacı Deveci. Effect of parameters on vanadium recovery from by-products of the Bayer process // Hydrometallurgy. – 2015. – № 152. – P. 76–83.

Николаева А. Н.
НИ ТПУ, г. Томск

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЕРНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Воспроизводство природных ресурсов в настоящее время является весьма актуальной проблемой, поиск решения которой выполняется в различных направлениях. Многие исследователи акцентируют внимание на металлогении черносланцевых толщ, которые широко распространены во многих регионах России [1, 2, 4, 7, 9], в том числе на территории Иркутской области [1–5]. Здесь одним из известных представителей месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, является Вернинское месторождение, расположенное в Бодайбинском золотоносном районе Иркутской области и приуроченное к западному флангу Сухого Лога.

Черные углеродистые сланцы характеризуют собой благоприятную геохимическую среду, где при определенных условиях могут концентрироваться многие элементы, такие как мышьяк, золото, серебро, цинк, медь, свинец и другие. На основании этого целью данного исследования являлось детальное изучение вещественного состава руд месторождения Вернинского.

В геологическом отношении месторождение находится в пределах Бодайбинского синклинали [7]. Главная рудовмещающая структура – Вернинская антиклиналь, в границах которой отмечается ритмичное переслаивание метаморфизованных отложений аунакитской свиты верхнего протерозоя [4]. Предполагается, что гранитоидный магматизм играл роль рудомобилизующего фактора, обуславливавшего перенос и концентрирование золотой минерализации из базит-гипербазитовых пород раннедокембрийского фундамента [5].

Как правило, руды на месторождении характеризуются двумя типами рудной минерализации: вкрапленным и прожилково-вкрапленным. Сульфидная минерализация представлена арсенопиритом и пиритом, в подчиненном количестве диагностируется сфалерит, галенит и халькопирит. Нерудная минерализация в рудах представлена кварцем и анкеритом. В процессе изучения руд с помощью сканирующей электронной микроскопии были обнаружены и с различной степенью детальности охарактеризованы циркон, рутил, апатит, золото, электрум, монацит и рабдофан [6].

Арсенопирит (рис. 1, а) характеризуются хорошо вытянутыми ромбовидными, реже шестоватыми кристаллами, зачастую образующими незакономерные срастания [6]. Спорадически по агрегатам выделяется субпараллельная система трещин, возникшая, судя по всему, в результате катакластических процессов. Длина индивидов достигает 3 см при соотношении длины и ширины 3 : 1.

Пирит является не менее распространенным сульфидом и представлен как минимум двумя генерациями. Первая (более ранняя) характеризуется кубическими кристаллами, образующими нередко фрамбоидальные скопления (см. рис. 1, б) размером до 40 микрон. Вторая генерация диагностируется в виде вытянутых призматических агрегатов прямоугольной формы с соотношением длины и ширины 3 : 1 или 4 : 1, где средняя длина составляет 29 микрон. Галенит в виде микровключений выполняет пустотные пространства в кристаллах пирита, тем самым образуя ксеноморфные и просечковидные формы. Сфалерит и халькопирит спорадически цементируют микрозерна пирита. При этом сфалерит нередко наблюдается в виде эмульсионных включений и графических вкрастаний в крупных кристаллах пирита.

Достаточно редко и иррегулярно, без каких-либо закономерных образований в рудах фиксируются циркон, рутил и апатит. Апатит (см. рис. 1, в) характеризуется вытянутыми гипидиоморфными кристаллами размером до 40 микрон, погруженными в анкерит-кварцевую массу. Для циркона отмечается зачастую призматическая форма, спорадически с сохраненной магматической осциляторной зональностью. Нередко с ним в парагенетической ассоциации отмечается рутил (см. рис. 1, г), обладающий призматически столбчатой и неправильной формами.

В рудах диагностирована также редкоземельная минерализация, представленная монацитом и рабдофаном. Более распространенным является монацит (см. рис. 1, е), диагностированный в виде обособленных ксеноморфных зерен размером от 20 до 40 микрон. Минерал

зачастую находится в парагенетической ассоциации с пиритом 1 генерации или развивается по пустотам в нем. По химическому составу монацит относится к цериевой разновидности ($Ce \geq La + Pr + Nd + Sm$). В качестве примесей зафиксированы содержания Sm (0,98...1,17 %), Ag (0,46...3,23 %), Fe (0,4 %). Рабдофан характеризуется более округлыми, реже вытянутыми формами выделения. Зерна обычно имеют пористую текстуру, спорадически диагностированы скелетообразные индивиды (см. рис. 1, д). Единично отмечаются псевдоморфозы облекания по пириту. Размер агрегатов варьирует от 20 до 170 микрон.

Золотая минерализация проявлена двумя минеральными видами: самородной формой выделения и интерметаллическим соединением, представленным электрумом. Самородное золото характеризуется высокой пробой $Au_{935...963}$ и формируется в пустотных и трещинных пространствах пирита, халькопирита, арсенопирита и реже сфалерита. При этом более высокие показатели данного благородного металла отмечаются во вкрапленном типе оруденения в арсенопирите (Au_{956}), а более низкие – в пирите (Au_{948}). В свою очередь, в прожилково-вкрапленных рудах самое низкое значение пробы отмечается в арсенопирите (Au_{935}), а высокое в халькопирите (Au_{950}). Золото характеризуется ксеноморфными формами выделения размером до 10 микрон (см. рис. 1, ж). В качестве примесей фиксируются содержания серебра в пределах 6,35 %. Электрум отмечается, по отношению к самородному золоту, в подчиненном количестве, представлен обычно лесковидными и проволочковидными выделениями (см. рис. 1, з), сформированными по трещинам в пирите и арсенопирите. Длина таких агрегатов варьирует от 5 до 45 микрон. По химическому составу содержание серебра не превышает 15...20 %.

Таким образом, в результате исследования было обнаружено, что руды Вернинского месторождения имеют достаточно разнообразный химический и минеральный состав. Золото диагностировано в качестве самородного и электрума. Не меньший интерес вызывает редкоземельная минерализация, представленная цериевым монацитом и рабдофаном. На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что изучение рудной минерализации в углеродистых отложениях месторождений Бодайбинского района Иркутской области является актуальным вопросом для металлогенического прогноза данного района (месторождения Сухой Лог, Чертово Корыто, Первенец, Западное, Голец Высочайший и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW-2023-0010).

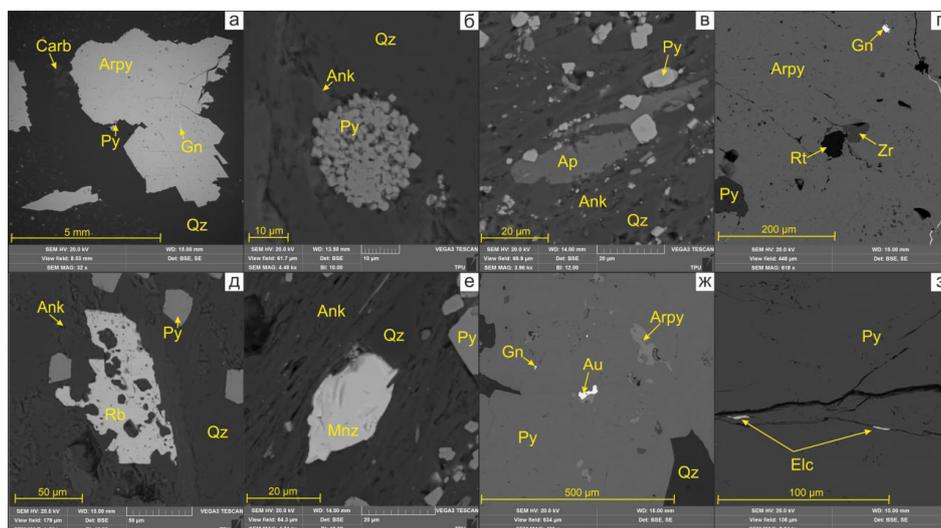


Рис. 1. Изображения со сканирующего электронного микроскопа в BSE-режиме, демонстрирующие формы выделения арсенопирита (а), фрамбоидальные скопления пирита (б), гипидоморфные вытянутые агрегаты апатита (в), парагенетическую ассоциацию рутила и циркона (г), скелетообразные формы выделения рабдофана (д), зернистые включения монацита (е), золото амебообразной формы (ж), проволочковидные агрегаты электрума (з); Py – пирит, Csp – халькопирит, Gn – галенит, Arpy – арсенопирит, Qz – кварц, Ank – анкерит, Ap – апатит, Rt – рутил, Rb – рабдофан, Mnz – монацит, Au – золото, Elc – электрум

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буряк В. А., Михайлов Б. К., Цымбалюк Н. В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. – 2002. – № 6. – С. 25–36.
2. Буряк В. А., Хмелевская Н. А. Сухой Лог – одно из крупнейших месторождений мира. – Владивосток : ДВО РАН, Дальнаука, 1997. – 156 с.
3. Котов А. А. Структурные особенности формирования Вернинского месторождения, Бодайбинский золоторудный район. Металлогения древних и современных океанов-2013. – Миасс : ИМин УрО РАН, 2013. – С. 205–208.
4. Кучеренко И. В., Гаврилов Р. Ю., Мартыненко В. Г., Верховин А. В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2012. – Т. 320, № 1. – С. 28–37.
5. Лаверов Н. П., Лишнецкий Э. Н., Дистлер В. В., Чернов А. А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Доклады академии наук. – 2000. – Т. 375, № 5. – С. 652–656.
6. Николаева А. Н., Мазуров А. К. Золото в рудах Вернинского месторождения (Иркутская область) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2023. – Т. 334, № 1. – С. 64–74.
7. Панкратьев П. В., Колomoец А. В., Пантелеев В. С. Черные сланцы Кумакского рудного района Оренбургской области // Недра Поволжья и Прикаспия. Геология. – 2018. – Вып. 96. – С. 55–60.
8. Рыцк Е. Ю., Ковач В. П., Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Богомолов Е. С., Котов А. Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. – 2011. – № 5. – С. 17–51.
9. Сазонов В. Н., Коротеев В. А., Огородников В. Н., Поленов Ю. А., Великанов А. Я. Золото в «черных сланцах» Урала. Литосфера. – 2011. – № 4. – С. 70–92.

Нумалов А. С., Прусакова Н. А.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ ЗДЕСЬ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА КОРЕННУЮ АЛМАЗАНОСНОСТЬ

Территория Оленекского поднятия, расположенного на северо-востоке Сибирской платформы, по мнению многих специалистов считается одной из наиболее перспективных, где возможно открытие коренных месторождений алмазов. В пределах данной территории известны многочисленные россыпепроявления и россыпи алмазов, включая три россыпных района с промышленной алмазонасностью, коренные источники которых не установлены. В связи с этим актуальной является задача по обнаружению коренных источников алмазов этих россыпей. При решении данной задачи важное значение имеет прогноз (выделение) алмазоперспективных площадей, и, в первую очередь, площадей, в пределах которых целесообразно проводить поиски коренных источников алмазов россыпей рассматриваемой территории.

Отделом алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ» на протяжении ряда последних лет в рамках выполнения задач Госзадания ведутся работы по выделению таких алмазоперспективных площадей на территории Оленекского поднятия и его обрамления. Работы проводятся с использованием методических подходов, разработанных ФГБУ «ЦНИГРИ» и изложенных в «Методических рекомендациях по поискам коренных месторождений алмазов на «закрытых» территориях», согласованных Роснедрами в 2023 г. и изданных в 2024 г. [3].

Согласно разработкам ФГБУ «ЦНИГРИ» в минерагеническом плане алмазоперспективная площадь, в пределах которой целесообразно проводить поиски коренных источников алмазов, сопоставляется с алмазоносным полем, под которым понимается естественная группировка пространственно-сближенных кимберлитовых тел, связанных происхождением с развитием в мантийно-коровой толще единой вертикальной «стволовой» зоны повышенной проницаемости (флюидно-магматической колонны кимберлитобразующей системы) [2, 6]. Согласно этому определению, можно сделать вывод, что данная субвертикальная мантийно-коровая область преобразования мантийно-коровой толщи (обусловленная развитием здесь гетерогенной кимберлитобразующей системы) может являться индикатором прогнозируемой алмазоперспективной площади. В толще земной коры она отмечается изменением петрофизических параметров вмещающей среды, что, в свою очередь, находит отражение в геофизических полях [6]. В материалах дистанционного (космического) зондирования процесс мантийно-корового взаимодействия представлен в виде ансамбля разноранговых радиально-кольцевых структур, связываемых с разноглубинными (мантийно-коровыми) очаговыми источниками [8].

Таким образом, исходя из изложенного при выделении на территории Оленекского поднятия алмазоперспективных площадей (или площади) проводились интерпретация материалов дистанционного (космического) зондирования и геолого-геофизическое моделирование глубинного строения земной коры по гравиметрическим и магнитометрическим данным. В докладе рассмотрены результаты геолого-геофизического моделирования глубинного строения земной коры, выполненного с целью выделения на территории Оленекского поднятия алмазоперспективных площадей.

Геолого-геофизическое моделирование глубинного строения земной коры, по гравиметрическим и магнитометрическим данным (гравимагнитное моделирование), проводилось с использованием пакета компьютерных программ Sigma 3D (разработка АО «ГНПП «Аэрогеофизика») и программы «ZondGM2D» (разработка ООО «Геодайс»). В качестве основы для всех проводимых операций использовались цифровые модели магнитного (составленная по материалам аэромагнитных съемок масштаба 1 : 25 000) и гравитационного (составленная по материалам съемок м-ба 1 : 200 000) полей, имеющиеся в распоряжении отдела алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ». Геологическая идентификация (интерпретация) результатов компьютерного гравимагнитного моделирования проводилась на основе анализа собранных материалов, отражающих представления различных специалистов об особенностях тектонического строения докембрийского фундамента, о составе и геофизических характеристиках пород, слагающих кристаллическую земную кору рассматриваемой территории. В процессе геолого-геофизического моделирования привлекались и анализировались сейсмические разрезы вдоль фрагментов профилей ГСЗ «Горизонт» (Воркута–Тикси) и «Шпат» (р. Кеть–Тикси) [4], пересекающих изучаемую территорию Оленекского поднятия и ближайшего его обрамления. Проводилось сопоставление особенностей сейсмических разрезов с результатами выполненного гравимагнитного моделирования. Также проводилось сопоставление полученных петрофизических моделей с результатами интерпретации материалов дистанционного (космического) зондирования.

При геолого-геофизическом моделировании с использованием компьютерных программ REIST, DVOP и CLASS2 пакета Sigma 3D было выполнено следующее: построены модели субгоризонтального слоя кристаллического фундамента с латерально изменяющимися эффективными намагниченностью и плотностью; построена карта двумерной классификации петромагнитных и петроплотностных свойств пород верхней толщи земной коры – кристаллического фундамента; построены вертикальные разрезы вдоль фрагментов региональных сейсмических профилей ГСЗ «Горизонт» и «Шпат», отражающие распределение петрофизических параметров в кристаллической коре; построены погоризонтные (для глубинных уровней земной коры – от 2 до 37 км) планы распределения в толще земной коры петрофизических параметров (эффективных плотности и намагниченности). По результатам интерпретации полученных петрофизических моделей было выполнено следующее: в соответствии с тектонической схемой, разработанной О. М. Розеном [7], проведено структурно-тектоническое районирование докембрийского фундамента рассматриваемой территории; в толще земной коры установлена (выделена) трансоровая неоднородность, которая может определять позицию алмазоперспективной

площади. Отличительной особенностью установленной трансформации неоднородности является присутствие в интервале глубин 2–20 км и выше области с пониженными плотностными и магнитными характеристиками. По мнению специалистов, приведенном в отчете С. А. Граханова с соавторами (2010 г.), наличие таких областей в средних и верхних горизонтах земной коры характерно для площадей, вмещающих кимберлитовые поля, в том числе и с промышленной алмазностью.

В целях подтверждения, уточнения позиции и границ рассмотренной выше трансформации неоднородности было проведено дополнительное гравитационное моделирование на основе решения прямой задачи гравиметрии вдоль фрагмента сейсмического профиля ГСЗ «Горизонт» (Воркута-Тикси), пересекающего рассматриваемую территорию. При построении плотностной модели использовалась программа «ZondGM2D». В этой программе построение плотностной модели проводится в режиме полигонального моделирования, в котором аномалиеобразующие объекты задаются в виде набора полигонов, имеющих бесконечное простираение в направлении перпендикулярном профилю. Каждый полигон имеет настраиваемые границы и собственный параметр плотности, на основе которых решается прямая задача гравиразведки.

Моделирование геоплотностного разреза земной коры вдоль указанного фрагмента профиля ГСЗ проводилось для диапазона глубин 0–50 км (характеризующих всю толщу земной коры и подкорковый горизонт верхней мантии) в масштабе 1 : 1 000 000. В качестве стартовой модели, на основе которой задавались границы полигонов и первоначальные значения плотности, был использован интерпретационный сейсмический разрез вдоль фрагмента профиля ГСЗ. Так же учитывались результаты гравимагнитного моделирования, выполненного с использованием пакета компьютерных программ Sigma 3D. Плотностные характеристики задавались как на основе ранее известных данных [5], так и вычислялись по эмпирически установленной зависимости плотности от скорости: $\rho = V_p \cdot 0,321 + 0,727$ (где V_p – значения пластовых скоростей продольных волн) [1].

Стартовая модель представляла собой четырёхслойный разрез со следующими слоями (выделенными в соответствии с сейсмическим разрезом): фанерозойский чехол на глубинах 0–3 км с плотностью 2,4 г/см³, раннепротерозойский чехол на глубинах 0–12 км с плотностью 2,6 г/см³, слой земной коры с осредненными характеристиками на глубинах 7–40 км и значением плотности 2,8 г/см³ и слой верхней мантии на глубинах от 35 до 50 км и плотностью 3,3 г/см³. Границы слоёв определялись в соответствии с сейсмическим разрезом, а также на основе представлений других специалистов о глубинном строении земной коры, изложенных в отчете Н. И. Горева с соавторами (2009 г.). Подбор плотностной модели проводился в интерактивном режиме с изменением параметров (формы и плотности уже заданных полигонов, вводом новых полигонов) исходного разреза до момента удовлетворительного совпадения теоретической и наблюдаемой кривых Δg . Следует отметить, что в процессе подбора плотностного разреза было получено несколько вариантов (итоговых плотностных моделей), удовлетворяющих это условие. Однако (при всей неоднозначности решения прямой задачи гравиразведки) в большинстве случаев нужный гравитационный эффект достигался за счет введения в части разреза, где по данным моделирования с использованием пакета программ Sigma 3D была установлена отмеченная выше трансформация неоднородности, блока (полигона) с пониженными (по отношению к окружающим) плотностными параметрами (разуплотненного блока).

Таким образом, по результатам глубинного геолого-геофизического моделирования с использованием пакета компьютерных программ Sigma 3D и программы «ZondGM2D» в разрезе земной коры рассматриваемой площади Оленекского поднятия и его обрамления была выделена интегрированная трансформация петрофизическая неоднородность, характерной особенностью которой является присутствие в диапазоне глубин 10–20 км области разуплотнения и размагничивания коровых образований. По мнению специалистов, приведенном в отчете С. А. Граханова с соавторами (2010 г.), наличие таких областей в средних горизонтах земной коры характерно для площадей, вмещающих кимберлитовые поля, в том числе и с промышленной алмазностью.

При сопоставлении результатов глубинного геолого-геофизического моделирования с особенностями сейсмического разреза вдоль фрагмента профиля ГСЗ «Горизонт» (Воркута-Тик-

си), пересекающего территорию Оленекского поднятия и его обрамления, было установлено, что рассмотренная выше трансформированная петрофизическая неоднородность имеет плановое совмещение с интегрированной субвертикальной неоднородностью, проявленной в сейсмическом разрезе земной коры: повышенной расслоенностью земной коры, резкой сменой (от малых к большим) глубин залегания в поверхности Мохоровичича и архейского фундамента, сменой характера сейсмического разреза, наличием антиклинальных форм во внутрикоровых горизонтах, наличием области с пониженными скоростными параметрами в верхней части разреза и др. Следует отметить, что подобные особенности глубинного строения земной коры наблюдаются и на сейсмогеологических моделях (разрезах) земной коры в районах с промышленно алмазонасными кимберлитовыми полями Якутии [7].

При сопоставлении результатов глубинного геолого-геофизического моделирования с результатами интерпретации материалов дистанционного (космического) зондирования была отмечена приуроченность рассмотренной выше трансформированной петрофизической неоднородности к области совмещения разноранговых радиально-кольцевых структур, определяющей, согласно модельным представлениям [8], позицию мантийно-коровой области повышенной проницаемости (для глубинных магм, включая алмазонасные кимберлиты).

Исходя из изложенного выше, можно сделать предположение, что выделенная по результатам геолого-геофизического моделирования в глубинном строении земной коры Оленекского поднятия интегрированная субвертикальная петрофизическая неоднородность – ее проекция на дневную поверхность, может определять позицию алмазоперспективной площади, названной нами Сололийской. Данная алмазоперспективная площадь расположена в пределах одноименного поднятия. Ее размеры составляют порядка 4,5 тыс. км².

Согласно разработкам ФГБУ «ЦНИГРИ» [3] окончательный вывод о перспективности на коренную алмазонасность площадей, выделенных с использованием геолого-геофизических (косвенных) данных (заверка этих площадей), делается на основе имеющихся прямых признаков алмазонасности в виде ореолов минералов-индикаторов кимберлитов (МИК), россыпей алмазов или отдельных их находок, генетически связанных с заверяемыми площадями. Выполненный к настоящему времени анализ особенностей распределения алмазов и ореолов рассеяния МИК, известных в пределах и ближайшем окружении Сололийской площади, позволяет предполагать их снос непосредственно с этой территории. Однако для более полного обоснования перспектив на коренную алмазонасность выявленной с использованием глубинных геофизических предпосылок Сололийской площади и для выделения в ее пределах меньших по размерам площадей под постановку алмазопоисковых работ требуется проведение дополнительных исследований, в том числе с полевыми работами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В., Павленкова Н. И., Квятковская Г. Н., Глубинное строение территории СССР. – М. : Наука, 1991. – 224 с.
2. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М. : ЗАО Геоинформмарк, 2000. – 371 с.
3. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Микоев И. И. [и др.] Методические рекомендации по поискам коренных месторождений алмазов на «закрытых» территориях. – М. : ЦНИГРИ, 2024. – 82 с.
4. Егоркин А. В., Кашубина Т. В., Иванова Н. О. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2013.
5. Милановский С. Ю., Кабан М. К., Розен О. М., Егоркин А. В., Геофизические особенности строения коры Анабарского щита // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. Вып. 36. – 2017. – № 4. – С. 36–71.
6. Прусакова Н. А. Глубинная структура Зимнебережного кимберлитового поля, Архангельская область // Руды и металлы. – 2006. – № 2. – С. 53–64.
7. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. – М. : Научный мир, 2006. – 210 с.
8. Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д., Зуев В. М. Дистанционный прогноз кимберлитового магматизма. – М. : Изд-во Триумф, 2017. – 312 с.

Пешков А. А., Чернышов А. И.

НИ ТГУ, г. Томск

АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

Агардагский массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса. Он структурно приурочен к Агардагской шовной зоне сочленения Сангиленского срединного массива с раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоной. Массив вытянут в северо-восточном направлении согласно с региональной структурой и характеризуется протяженностью до 23 км при ширине до 3 км. Вмещающие породы представлены верхнерифейскими метаморфизованными отложениями. Массив сложен преимущественно породами дунит-гарцбургитового комплекса. Фрагментарно отмечаются породы верлит-клинопироксенитового комплекса. В массиве установлены мелкие тела хромититов, преимущественно среди дунитов [1].

По содержанию хромшпинелидов среди хромититов выделяются вкрапленные, густовкрапленные и сливные разновидности. Хромшпинелиды в хромититах представлены преимущественно алюмохромитами и хромитами, которые являются первичными. Реже отмечаются феррихромиты и хроммагнетиты вплоть до магнетитов, образовавшиеся в результате замещения хромшпинелидов магнетитом в процессе серпентинизации (рис. 1). Цементирующая масса во вкрапленных рудах сложена микролепидогранобластовыми агрегатами серпентина, кальцита, хлорита с различными количественными соотношениями, вплоть до мономинеральных [6].

Акцессорная рудная минерализация в хромититах Агардагского массива была изучена на растровом электронном микроскопе TESCAN MIRA III, совмещенном с энергодисперсионным спектрометром Ultim Max 40 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск), оператор К. В. Бестемьянова.

В ходе детального изучения хромититов в них были установлены следующие группы минералов: *сульфиды*: миллерит, хизлевудит; *арсениды*: орселит и маухерит; *самородный никель*, а также *минералы элементов платиновой группы* (ЭПГ), последние отмечались также предыдущими исследователями [9].

Ниже приводится характеристика установленных минералов выделенных групп.

Сульфиды. Установлены во всех типах хромититов и представлены *миллеритом* и *хизлевудитом*, при преобладании первого. Они встречаются как внутри зерен хромшпинелидов, так и в их интерстициях, имеют округлую, вытянутую форму зерен размером до 30 мкм. Обычно имеют зональное строение. Их центральную часть слагает хизлевудит, а периферическую часть миллерит (рис. 2, а). В качестве примеси в миллерите и хизлевудите постоянно присутствует железо (см. таблицу).

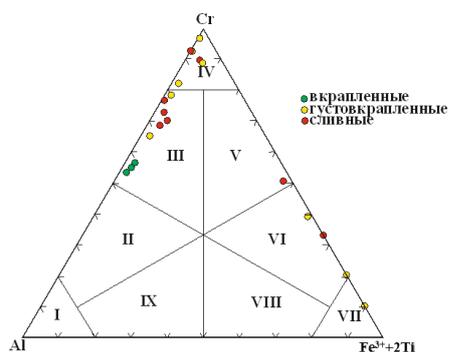


Рис. 1. Классификационная диаграмма составов хромшпинелидов из хромититов Агардагского массива. Поля составов по [5]: I – шпинель, II – хромшпинель, III – алюмохромит, IV – хромит, V – феррихромит, VI – хроммагнетит, VII – магнетит, VIII – алюмомагнетит, IX – ферришпинель

Арсениды никеля установлены в сливных хромититах (орселит) и густовкрапленных (маухерит). Орселит встречается в виде мелких и неправильных по форме индивидов, размером до 5 мкм (см. рис. 2, б). В качестве примеси в составе минерала присутствует железо (см. таблицу). Маухерит присутствует в виде мелких (до 5 мкм) обособленных субизометричных индивидов внутри зерен хромшпинелидов (см. рис. 2, в). В качестве примеси в маухерите постоянно присутствует сурьма и железо (см. таблицу).

Самородный никель обнаружен во вкрапленном хромитите в виде одиночных неправильных по форме индивидов, размером до 2 мкм (см. рис. 2, г). В его составе присутствует железо и медь (см. таблицу).

Твердые растворы Os-Ir-Ru характерны для хромититов из ультрамафитов офиолитовых комплексов [2, 3, 8]. В Агардагском массиве твердые растворы Os-Ir-Ru относятся к рутениридосмину в густовкрапленных хромититах (см. рис. 2, д) и иридосмину в сливных

хромититах (см. рис. 2, е). Они представлены субизометричными индивидами, которые располагаются как внутри зерен хромшпинелидов, так и в их интерстициях. В качестве примеси в иридосмине и в рутениридосмине присутствует железо. В рутениридосмине также отмечается никель (см. таблицу).

Сульфиды ЭПГ установлены в густовкрапленных и сливных хромититах, они представлены лаурит-эрликманитом. По вариациям химического состава их можно разделить на две группы.

Первая группа характеризуется преобладанием рутения при подчиненной роли осмия и иридия и соответствует наиболее обычным составам в хромититах. В качестве примесей присутствует железо (см. таблицу). Данная группа представлена зернами с высокой степенью идиоморфизма с формированием шестигранников внутри зерен хромшпинелидов (см. рис. 2, ж).

Вторая группа характеризуется уменьшением содержания рутения при увеличении содержания иридия. Помимо этого, в них отмечены содержания мышьяка, родия, железа и никеля (см. таблицу). Данная группа встречается в виде очень мелких зерен с коррозионными границами внутри зерен хромшпинелидов или образует срастания с ирарситом.

Сульфоарсенид ЭПГ представлен ирарситом и встречается во всех типах хромититов. Он отмечается в виде зерен округлой и неправильной формы размером до 2,5 мкм и приурочен к интерстициям хромшпинелидов, а также образует срастания с мышьяксодержащим лаурит-эрликманитом и толовкитом (см. рис. 2, з). В качестве примесей в составе ирарсита присутствуют сурьма, осмий, никель и железо (см. таблицу).

Сульфоантимонид ЭПГ обнаружен во вкрапленном хромитите, определен в срастании с ирарситом и представлен толовкитом (см. рис. 2, з). В составе толовкита в качестве примесей обнаружены мышьяк, железо и никель (см. таблицу).

Таким образом, полученные результаты с учетом данных предыдущих исследователей позволяют сделать следующие выводы. Очевидно, что первыми на раннемагматической вы-

Таблица. Средние химические составы аксессуарных рудных минералов из хромититов Агардагского массива

Минерал	n	Ni	Fe	Cu	Ru	Os	Ir	Rh	As	Sb	S	Сумма
Миллерит	31	66,80	0,47	–	–	–	–	–	–	–	32,53	99,80
Хизлевудит	10	71,91	0,48	–	–	–	–	–	–	–	26,92	99,31
Никель	4	93,10	2,23	2,60	–	–	–	–	–	–	–	97,93
Орселит	2	60,72	2,01	–	–	–	–	–	35,47	–	–	98,19
Маухерит	4	50,13	0,49	–	–	–	–	–	45,75	2,58	–	98,94
Рутениридосмин	2	1,23	3,30	–	33,44	37,13	24,11	–	–	–	–	99,20
Иридосмин	2	–	1,53	–	6,78	28,37	62,71	–	–	–	–	99,39
Лаурит-эрликманит	5	–	0,66	–	39,64	16,08	9,47	–	–	–	33,94	99,77
Мышьяковистый лаурит-эрликманит	4	0,45	0,64	–	28,73	5,47	23,88	1,71	11,47	–	25,13	97,48
Ирарсит	5	2,33	1,67	–	4,59	4,64	44,22	2,97	20,78	6,34	12,93	100,46
Толовкит	3	0,75	1,45	–	–	–	51,15	–	6,37	29,39	9,51	98,60

Примечание. n – число анализов.

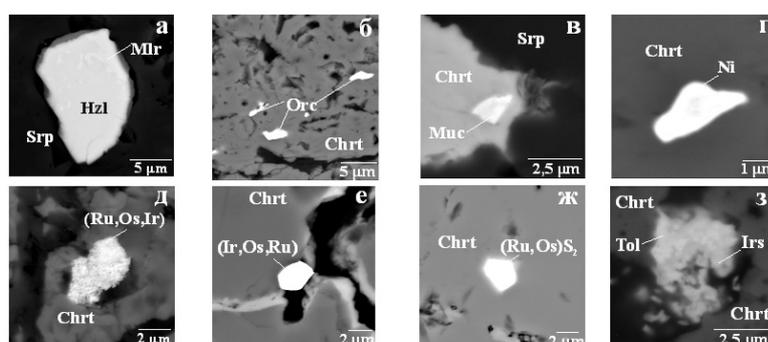


Рис. 2. Примесные минералы в хромититах Агардагского массива (микрофотографии в режиме отраженных электронов); Hzl – хизлевудит; Mir – миллерит; Srp – серпентин; Chrt – хромит; Orc – орселит; Muc – маухерит; Ni – самородный никель; (Ru,Os,Ir) – рутениридосмин; (Ir,Os,Ru) – иридосмин; (Ru,Os)S₂ – лаурит-эрликманит; Irs – ирарсит; Tol – толовкит

сокотемпературной стадии в верхнемантийных условиях образовались тугоплавкие твердые растворы Os-Ir-Ru состава и минералы лаурит-эрликманитового ряда. В ходе процессов частичного плавления пород верхней мантии сингенетично образованию хромитов формировались твердые растворы Os-Ir-Ru. Формирование минералов лаурит-эрликманитового ряда происходило, очевидно, в результате взаимодействия серы, содержащейся в остаточном расплаве, с высокотемпературными твердыми растворами Os-Ir-Ru. Возможность кристаллизации из расплавов лаурита-эрликманита подтверждена экспериментальными работами [10]. На это указывает и их нахождение в виде зерен идиоморфной формы в качестве включений в хромшпинелидах.

На позднемагматической стадии твердые растворы Os-Ir-Ru замещались сульфоарсенидами и сульфоантимонидами этих металлов. В ходе мантийного метасоматоза при воздействии восстановленных флюидов мантийного происхождения проходили процессы ремобилизации и перераспределения ЭПГ [3, 8]. Вероятно, процессы ремобилизации ЭПГ происходили на этапе ранней серпентинизации. Также серпентинизация сопровождалась образованием самородного никеля, что является типичным процессом [7]. При этом формирование хизлевудита и миллерита, очевидно, связано с процессом автосерпентинизации, когда высвобождавшиеся при серпентинизации оливинов и пироксенов никель и кобальт соединялись с серой гидротермальных растворов и кристаллизовались в виде сульфидов никеля [4].

На корово-метаморфогенной стадии при смене восстановительных условий на окислительные происходило последовательное изменение исходных хромшпинелидов (алюмохромита и хромита) на феррихромит-хроммагнетит, которое сопровождалось образованием арсенидов никеля при активном участии метаморфогенного флюида, обогащенного коровыми компонентами [11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск : Изд-во ТГУ, 1989. – 404 с.
2. Дистлер В. В., Крячко В. В., Юдовская М. А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45, № 1. – С. 44–74.
3. Киселева О. Н., Жмодик С. М., Дамдинов Б. Б., Агафонов Л. В., Белянин Д. К. Состав и эволюция платинометальной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Опино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 2. – С. 333–349.
4. Макеев А. Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб. : Наука, 1992. – 197 с.
5. Округин А. В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 3–10.
6. Пешков А. А., Чернышов А. И. Петрография хромитоносных ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. – 2019. – № 6. – С. 12–19.
7. Рамдор П. О. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникших при серпентинизации // Геология рудных месторождений. – 1967. – № 2. – С. 32–43.
8. Степанов С. Ю., Паламарчук Р. С., Антонов А. В., Козлов А. В., Варламов Д. А., Ханин Д. А., Золотарев А. А. Морфология, состав и онтогенез минералов платиновых металлов в хромитовых зональных клинопироксен-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. – 2020. – № 61(1). – С. 60–83.
9. Юричев А. Н. Минералы платиновой группы в хромитовых Агадарского ультрамафитового массива (республика Тыва): новые данные // Записки Российского минералогического общества. – 2022. Т. 151, № 4. – С. 56–69.
10. Brenan J., Andrews D. High-temperature stability of laurite and Ru–Os–Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas // Canadian Mineralogist. – 2001. – V. 39 (2). – P. 341–360.
11. Derbyshire E. J., O’Driscoll B., Lenaz D., Gertisser R. Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): implications for chromitite petrogenesis and latestage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite // Lithos. – 2013. – V. 162–163. – P. 279–300.

Пирогов Б. И.

Вилуйская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный

ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ В УСЛОВИЯХ АРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ НА ПРИМЕРЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО НА УЧАСКЕ НЕДР «ВЕРХНЕ-КУНАРСКАЯ ПЛОЩАДЬ» (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР, МЫС ЧЕЛЮСКИН)

Лицензионный участок «Верхне-Кунарская площадь» расположен на территории Таймырского Долгано-Ненецкого муниципального района Красноярского края, вблизи трассы Севморпути в 10 км юго-восточнее бухты Оскара Карского моря и в 25–30 км южнее пос. Челюскин (рис. 1).

В орографическом отношении на участке работ развиты низкорельеф денудационных возвышенностей плато и пологохолмистая морская абразионно-аккумулятивная равнина. Низкорельеф представлен изолированными друг от друга останцовыми возвышенностями. Их абсолютные отметки колеблются от 150 до 240 м. Морская абразионно-аккумулятивная равнина занимает северную часть территории на абсолютных отметках от 0 до 140 м, ее ширина составляет 3–7 км восточнее мыса Челюскин и до 15 км юго-западнее него. Вдоль долин наиболее крупных рек – Серебрянки, Кунара – морская равнина прослеживается вглубь территории на 20–30 км. Она имеет общий наклон в сторону океана и террасирована абразионными уступами.

Климат района – морской, арктический. Среднегодовая температура $-14...-17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Зимний период длится со второй половины сентября до конца мая, сопровождается частыми штормовыми ветрами до 40 м/сек, морозы достигают $-40...-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, составляя в среднем $-25...-30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Толщина среднего покрова максимальная в апреле – мае, в среднем 1–2 м, в надувах до 10–15 м. Весна начинается в конце мая, снеготаяние длится до середины июля. Лето короткое 1,5 месяца, со среднемесячной температурой $+3...+5\text{ }^{\circ}\text{C}$, максимальной – до $+16...+18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Летом обычно дожди, туманы.

Поверхностные горные выработки (канавы) проходились механическим способом с помощью бульдозера SHANTUI SD22 без предварительного рыхления методом полойной разработки. Углубление в коренные породы составило 10–30 см. После механизированной проходки канавы производилась оборка бортов и зачистка полотна вручную с последующей замывкой полотна водой под давлением. Ручная зачистка производилась по слаборазрушенным коренным породам, ширина полотна – не менее 1,0 м. Местами зачистка полотна производилась экскаватором (рис. 2).

Факторы, осложняющие проведение горных работ:

- Значительная отдаленность и труднодоступность территории. Нет возможности оперативного привоза запасных частей для техники и рабочего оборудования.

- Короткий полевой сезон, позволяющий осуществлять проходку канав лишь 2,5 месяца в году с начала июля по середину сентября. Снежный покров полностью сходит лишь в середине июля, а ложится в се-



Рис. 1. Обзорная географо-экономическая схема

редине сентября. Также до конца июня в реках отмечается высокий уровень воды из-за паводка, вследствие чего техника не может преодолеть водные преграды.

- На протяжении всего полевого сезона происходит оттаивание вечной мерзлоты, из-за чего происходит постоянное подтапливание (частичное или сплошное) канав. Также развитие заболоченного рельефа в совокупности с оттаиванием мерзлоты создают существенные сложности при перемещении гусеничной техники, что значительно затрудняло и удлиняло переезд с одной канавы на другую (рис. 3).

- Вследствие непрекращающегося оттаивания вечной мерзлоты приходилось после вскрытия канавы бульдозером немедленно зачищать борт и полотно, замывать, оперативно документировать и производить отбор проб, так как зачищенные борты быстро «запльвали» оттаиваемым глинистым материалом, а полотно канавы быстро обводнялось. Зачастую приходилось производить откачку воды из канавы при помощи мотопомп.

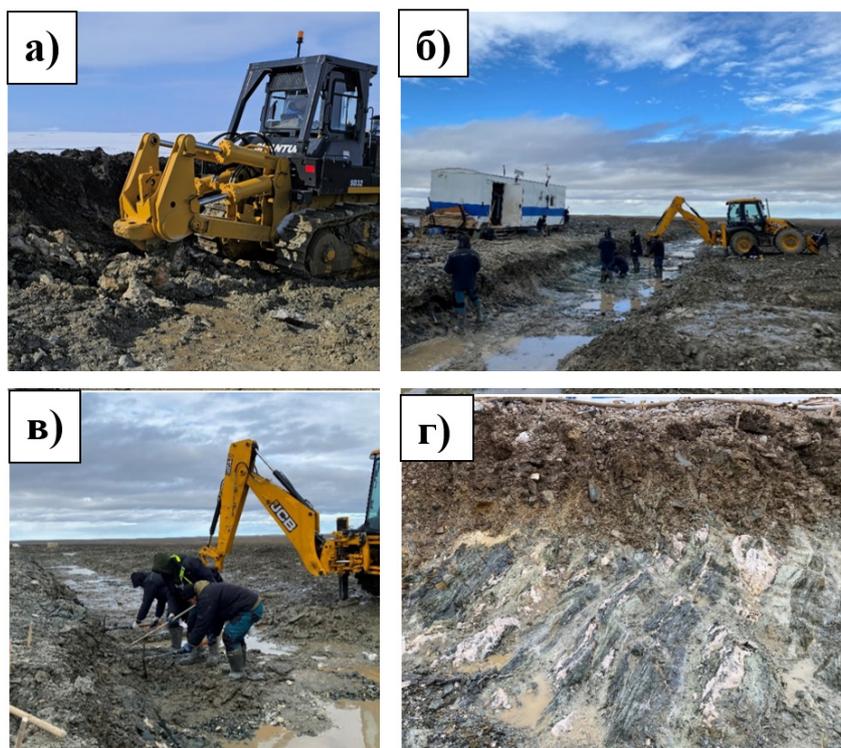


Рис. 2. Процесс проходки канав:

а – вскрытие канавы при помощи бульдозера, б – зачистка полотна канавы при помощи экскаватора, в – ручная зачистка стенки и полотна канавы, г – зачищенный борт канавы



Рис. 3. Фотографии, иллюстрирующие сложности, связанные с оттаиванием вечной мерзлоты:
а – застревание бульдозера, б – обводнение канавы



Рис. 4. Общий вид комплекса полевой пробоподготовки

- Неблагоприятные горнотехнические условия района работ. При всей равнинности территории, рельеф коренного цоколя достаточно расчлененный с отдельными крутыми локальными морфоструктурами, что создавало ситуации, когда в канавах, даже расположенных рядом с коренными выходами, мощность вскрыши превышала 5 метров.
- Проектные работы таковы, что не позволяют вывозить геологические пробы в неподготовленном виде без существенных затрат на транспортировку, хранение и перевалку. Из-за значительной удаленности и труднодоступности участка работ был построен комплекс полевой пробоподготовки, где проводилась обработка геологических проб (бороздовых, задирковых), которая включает в себя сушку, дробление до -2 мм, измельчение до -0,5 мм и сокращение проб до конечного веса лабораторной пробы 500 грамм.

Полбина К. А., Карманов Е. Н., Леденева Н. В., Прозоров В. А.
ФГБУ «ВИМС», г. Москва

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО И ЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО МЕТОДОВ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ЗОЛОТО-УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЛИНЕЙНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СЕВЕРНОЕ (ЭЛЬКОНСКИЙ ГОРСТ, ЯКУТИЯ)

Изучение Эльконского урановорудного района (ЭУРР) началось в начале 1960-х гг. Район представляет собой группу сближенных месторождений одного геолого-промышленного типа – золото-уранового в приразломных калиевых метасоматитах, в рудах которых сосредоточены более половины (357 тыс. т) балансовых запасов урана РФ. По запасам урана в мире Эльконская группа месторождений занимает 4-е место.

В геологическом плане район располагается в центральной части Алданского щита, где приурочен к выступу фундамента – Эльконскому горсту, возникшему в результате дифференцированных блоковых движений. Горст сложен архей-протерозойской дислоцированной гнейсово-сланцевой толщей и ультраметаморфическими гранитоидами, испытавшими в мезозое мощную тектоно-магматическую активизацию. С ней связаны подновление древних глубинных разломов, заложение новых разрывных структур и проявление многофазного щелочноземельного и щелочного магматизма в виде многочисленных малых интрузий. С мезозойской активизацией связано формирование золото-уранового оруденения [2].

Главным гипогенным минералом урана на всех месторождениях горста является браннерит. Он развивается в зонах брекчирования в виде прожилков мощностью от 0,1 до 1 см и в цементе микробрекчий. Браннериту предшествовало образование пирит-карбонат-калишпато-

вых окolorудных метасоматитов с золотоносным тонко-микрозернистым пиритом. Внутри их ореола локализовано урановое оруденение, оно носит локальный характер [1].

Оруденение на месторождениях горста, в том числе на месторождении Северное, носит слабопроявленный характер. На глубину оно прослежено почти до 2 км, и нижняя граница не оконтурена. Верхняя граница уранового оруденения, сложенного первичными рудами, располагается на глубинах ниже 100–200 м от дневной поверхности. Выше этого уровня по рудным зонам, в силу их высокой трещиноватости, развита кора выветривания, в которой урановые руды значительно окислены, разубожены и до настоящего времени промышленного интереса не представляли. Уран в зоне окисления связан с продуктами изменения браннерита, из которых он частично выносится и переотлагается в виде водных минералов уранила. Золотоносный пирит разлагается с образованием гидроксидов железа и свободного золота, которое наблюдается в виде мельчайших частичек [3] (рис. 1, А).

Интервалы распространения золоторудных метасоматитов и уранового оруденения в зоне окисления зачастую не совпадают в пространстве, так как гипергенная урановая минерализация иногда переотлагается за пределами зон этих метасоматитов (см. рис. 1, Б). На процессы извлечения урана из руды влияет тип минерализации (гипогенная, гипергенная или смешанная), что делает актуальной проблему выделения различных природных, а в дальнейшем и технологических типов руд.

В рамках опытно-методических работ в полевой сезон 2024 г. был задокументирован керн скважин по трем буровым профилям с месторождения Северного. Рудовмещающие метасоматиты в зоне окисления интенсивно лимонитизированы, выщелочены и дезинтегрированы, что затрудняет их визуальную диагностику. С целью оперативного выделения и картирования различных природных типов руд в полевых условиях в комплексе с классической документацией были применены следующие экспресс-методы: промер керна скважин портативным рентгенофлуоресцентным анализатором (РФА), а также изучение рудного керна с помощью ультрафиолетовой лампы на предмет люминесценции вторичной урановой минерализации. Опытным путем для измерения РФА были установлены следующие шаги: для неизмененных пород – 4 м (не менее 10 измерений), для пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов – 0,5 м, для урановорудных интервалов – 0,1 м.

Выделение интервалов с повышенными концентрациями урана проводилось с помощью данных гамма-каротажа и корректировалось после радиометрического точкования. Далее был проведен промер керна портативным РФА с участками сгущения измерений в рудных интервалах для определения содержаний U, Ti, Nb, Pb, Mo (рис. 2) и выявления минералов шестивалентного урана при помощи ультрафиолетовой лампы. Применение этих методов помогло установить участки с реликтами браннерита среди вторичной урановой минерализации.

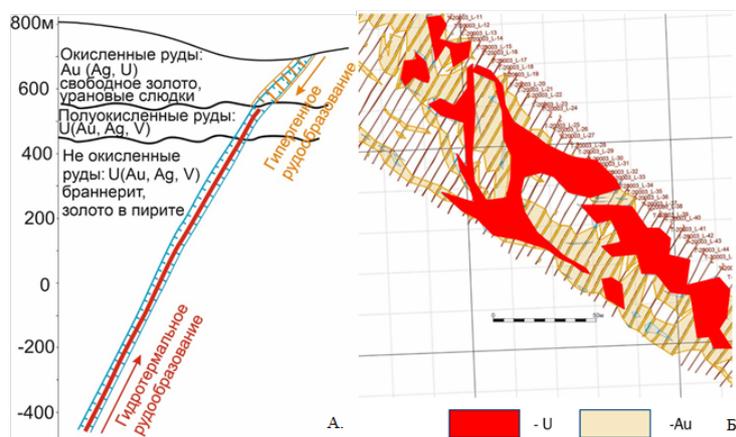


Рис. 1. А – схематическая разрез-модель локализации различных типов руд для объектов ЭУРР, по материалам А. А. Данилова и А. В. Петрина; Б – план развития полей урана и золота, по результатам опробования предшественников в полотно опытно-промышленного карьера № 3 месторождения Северное

Интервалы с повышенными содержаниями золота были выделены по результатам опробования предшественников. Корректное определение золота в керне скважин РФА не представлялось возможным. Однако после проведения измерений было установлено, что золоторудные интервалы характеризуются отчетливыми повышениями содержаний элементов-спутников золота: Ag, As, Tl, V (рис. 3).

В процессе документации керна скважин по месторождению Северное было установлено, что геологическое строение, мощность рудоносных структур, закономерности их локализации, и, главное, минеральный состав руд могут значительно отличаться по простиранию и на глубину. Это свидетельствует о необходимости проведения минералого-технологического картирования при оценке месторождения. Применение рентгенофлуоресцентного и люминесцентного методов позволяет в полевых условиях выделять различные природные типы руд, помогает разграничить участки с окисленным, неокисленным и полуокисленным типом руд, что в итоге дает возможность осуществлять отбор проб для лабораторных минералого-геотехнологических и аналитических исследований.

С62002

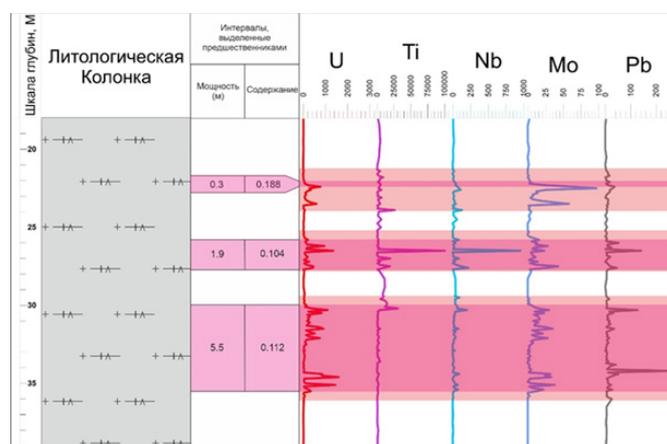


Рис. 2. Фрагмент литологической колонки (скважина С62002) и графики содержания U, Ti, Nb, Pb, Mo, совпадающие с урановорудными интервалами, которые выделены АО «ЭГМК» в процессе ГРП (показаны темно-красным цветом) и ВИМСом по результатам ОМР (светло-красным цветом):

по оси ординат – глубина скважины в метрах, м; по оси абсцисс – содержание элементов

С62002

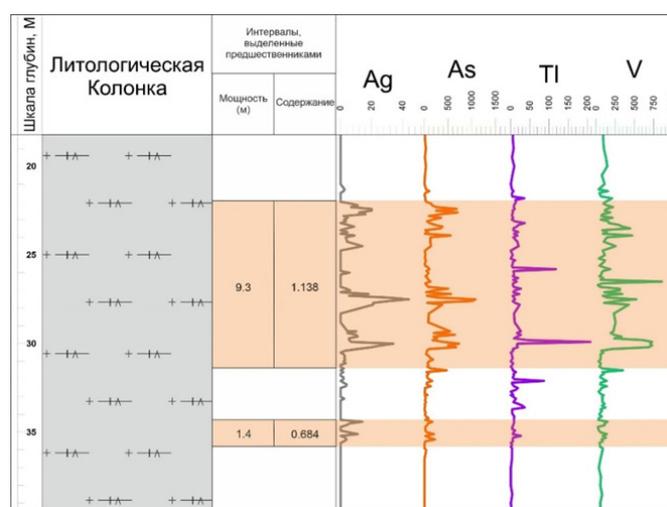


Рис. 3. Фрагмент литологической колонки (скважина С62002) и графики содержания Ag, As, Tl, V, совпадающие с золоторудными интервалами, которые выделены по результатам опробования АО «ЭГМК» (показаны желтым цветом):

по оси ординат – глубина скважины в метрах, м; по оси абсцисс – содержание элементов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мигута А. К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 38, № 4. – С. 323–343.
2. Мигута А. К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Разведка и охрана недр. – 2024. – № 6. – С. 192–212.
3. Тарханов А. В., Бугриева Е. П., Колпаков Г. А. [и др.] Новый тип уран-золотых месторождений в линейных корах выветривания на древних щитах на примере месторождения Северное (Алданский щит, Республика Саха (Якутия)) // Разведка и охрана недр. – 2020. – № 1. – С. 14–19.

Попова Е. А., Купцова А. В.

АО «Механобр инжиниринг», г. Санкт-Петербург

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ КОЛЧЕДАНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕБАЧЬЕ И ВИШНЕВСКОЕ

Для проведения технологических испытаний комплексом минералогических методов исследований были изучены две пробы руд колчеданных месторождений Чебачье и Вишневское. Оба месторождения располагаются на Южном Урале и приурочены к риолит-базальтовому комплексу ранне-среднепалеозойских островодужных вулканитов. Чебачье месторождение относится к Узельгинскому рудному району, а Вишневское – к Баймак-Бурибайскому [1].

Изучаемые пробы относятся к медно-цинковому колчеданному промышленному типу руд [2]. Но если для пробы руды Чебачьего месторождения (проба 1) более характерны массивные выделения сульфидных минералов, то для пробы руды Вишневского месторождения (проба 2) характерными являются вкрапленные и пятнистые рудные текстуры.

По данным комплексного минералогического исследования проб руд, которое включает оптическую систему анализа микроизображений, рентгенофазовый анализ (РФА) и рентгено-спектральный микроанализ (РСМА), главными рудными минералами в пробах являются сульфидные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и галенит (табл. 1). Нерудные минералы представлены кварцем, полевыми шпатами, слоистыми силикатами: хлоритом, слюдами, глинами, а также карбонатом, кальцитом и баритом.

Основным различием проб руд при отмечаемом близком минеральном составе является количественное соотношение в них минералов, в частности сульфидов. Для пробы руды Чебачьего месторождения суммарное содержание сульфидных минералов составляет 82,9 мас.%, а для пробы руды Вишневского – 14,4 мас.%.

Табл. 1. Минеральный состав исходных проб руд Чебачьего и Вишневского месторождений

Минералы	Проба 1 (Чебачье)		Проба 2 (Вишневское)	
	Содержание			
	мас.%	отн.%	мас.%	отн.%
Сульфидные минералы:				
Пирит	75,0	90,6	9,5	65,9
Халькопирит	3,3	3,9	1,8	12,5
Вторичные минералы меди	0,1	0,1	ед. зн.	-
Блеклая руда	1,2	1,5	0,4	2,8
Сфалерит	3,2	3,8	2,6	18,1
Галенит	0,1	0,1	0,1	0,7
Итого:	82,9	100,0	14,4	100,0
Нерудные минералы	17,1		85,6	

Пирит является преобладающим сульфидом для обеих проб. Однако для пробы руды Чебачьего месторождения минерал выполняет роль «вмещающей породы» для тонкозернистых полезных сульфидов Cu и Zn с образованием характерных в ней интерстиционных и коллоидных структур (рис. 1), в то время как для пробы Вишневого месторождения пирит формирует с полезными сульфидами довольно простые границы срастания, образуя совместно с минералами вмещающей породы гипидиоморфнозернистые структуры (рис. 2).

Основным концентратом Zn в пробах руд является сфалерит. В пробе 1 минерал представлен в виде сплошных тонко-мелкозернистых агрегатов (до 0,4 мм), развиваясь в основной массе по границам зерен пирита часто совместно с халькопиритом, реже с блеклой рудой и галенитом, создавая таким образом характерную для руды интерстиционную структуру. В сфалерите в виде довольно частых очагов можно наблюдать характерную эмульсионную вкрапленность халькопирита как результат распада твердого раствора халькопирита в сфалерите. В пробе 2 сфалерит чаще встречается в виде отдельных обычно ксеноморфных самостоятельных выделений (до 1–3 мм), а также в виде полиминеральных срастаний в породе агрегатов зерен минерала с разной степени перекристаллизованными зернами пирита размером до 20 мкм и тонкими ксеноморфными выделениями блеклой руды. По данным РСМА в сфалерите обеих проб присутствует примесь железа (до 1,5 вес. %) и кадмия (до 1 вес. %).

Халькопирит является основным концентратом Cu в изучаемых пробах руд. В **пробе 1** минерал представлен тонко- и мелкозернистыми агрегатами, нередко совместно с блеклой рудой и нерудными минералами в интерстициях пирита. Зачастую располагается в виде тонких извилистых микропрослоев, нередко мелких глобул в зернистом пирите. Также халькопирит можно наблюдать в сфалерите в виде зерен неправильной формы размером от 0,02–0,04 мм вплоть до эмульсионной в нем вкрапленности (менее 0,01 мм). В **пробе 2** халькопирит представлен отдельными зернами, прожилками и разноминеральными скоплениями халькопирита с размерами выделений до 3–5 см. В крупных выделениях халькопирита наблюдаются идиоморфные, часто кубические зерна пирита и ксеноморфные включения в нем нерудных минералов. Также встречаются мелкие сыпьевидные включения халькопирита в массивных выделениях пирита совместно с тонкими включениями сфалерита и теннантита.

Блеклая руда в обеих пробах руд имеет значимое содержание и представлена переходной формой в изоморфном ряду теннантит–тетраэдрит, но с преобладанием мышьяковистой разновидности.

В технологической **пробе 1**, по результатам РСМА, обнаружены отдельные зерна блеклой руды с непостоянным элементным составом по содержанию мышьяка и сурьмы (рис. 3, табл. 2).

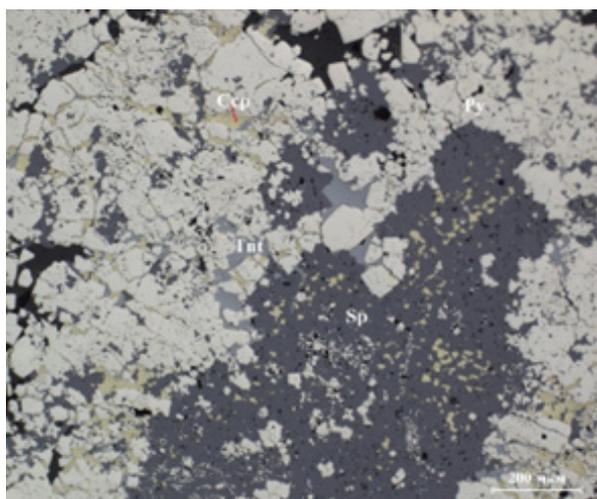


Рис. 1. Характерная пирит-сфалеритовая руда коллоидно-интерстиционной структуры с тонкими выделениями халькопирита и теннантита (проба 1, месторождение Чебачье): фото в отраженном свете

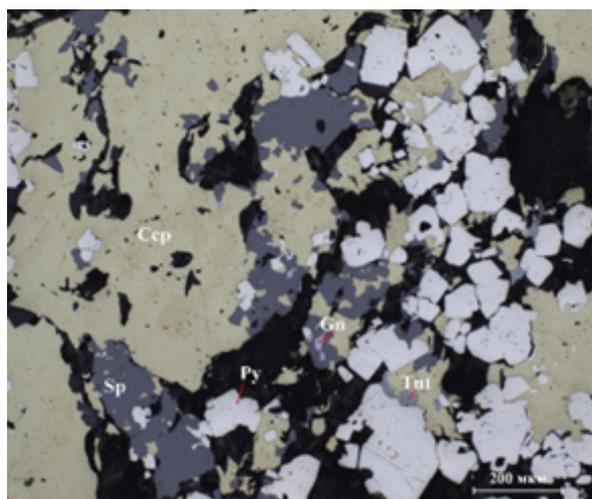


Рис. 2. Халькопирит-сфалерит-пиритовая руда гипидиоморфнозернистой структуры (проба 2, месторождение Вишневское): фото в отраженном свете

Минерал встречается как в интерстициях зерен пирита, так и в самих включениях сфалерита и пирита. Кроме того, наблюдаются округлой формы включения блеклых руд размером 0,01–0,4 мм в массивных выделениях зерен пирита и более тонкие в колломорфном пирите.

Галенит в обеих пробах встречается в небольших количествах. Встречается как в виде отдельных зерен, так и в виде тонких сростаний с теннантитом, халькопиритом и сфалеритом. По химическому составу в нем наблюдается примесь железа (менее 1 %).

Для оценки характера сростаний сульфидных минералов друг с другом, крупности зерен и степени раскрытия минеральных фаз исходные пробы руд при одинаковом измельчении 75 % кл. -71 мкм были проанализированы с помощью оптической системы анализа микроизображений с обработкой результатов по специализированной программе «Минерал С7». Программ-

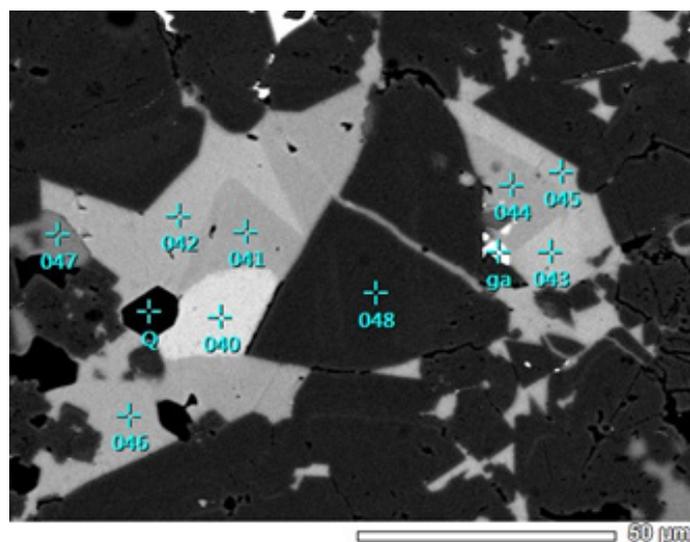


Рис. 3. Блеклая руда в полиминеральных сростках (проба 1) (BSE изображение):

наблюдается изменение состава блеклой руды в пределах одного зерна. Более темные участки – мышьяковистые (сп. 41, 44, 45, табл. 2), а более светлые (сп. 42, 43, 45, табл. 2) – сурьмянистые. Спектр 40 – барит; спектры 41–46 – блеклая руда; спектр 47 – сфалерит; спектр 48 – пирит; Q – кварц, ga – галенит

Табл. 2. Химический состав блеклой руды пробы 1 месторождения Чебачье (рис. 3)

Сп.	Содержание, вес. %						Sum	Формула*
	Fe	Zn	S	Cu	As	Sb		
41	1,97	7,64	27,19	41,65	15,09	6,46	100,0	$(\text{Cu}_{10,05}\text{Zn}_{1,79}\text{Fe}_{0,54})_{12,38}(\text{As}_{3,09}\text{Sb}_{0,81})_{3,90}\text{S}_{13}$
42	1,68	7,03	27,01	41,00	13,59	9,69	100,0	$(\text{Cu}_{9,96}\text{Zn}_{1,66}\text{Fe}_{0,46})_{12,08}(\text{As}_{2,80}\text{Sb}_{1,23})_{4,03}\text{S}_{13}$
43	2,14	7,69	26,40	39,25	9,29	15,25	100,0	$(\text{Cu}_{9,76}\text{Zn}_{1,86}\text{Fe}_{0,61})_{12,22}(\text{As}_{1,96}\text{Sb}_{1,98})_{3,94}\text{S}_{13}$
44	3,18	6,43	26,44	40,57	17,40	4,34	98,36	$(\text{Cu}_{10,07}\text{Zn}_{1,55}\text{Fe}_{0,90})_{11,67}(\text{As}_{3,66}\text{Sb}_{0,56})_{4,22}\text{S}_{13}$
45	3,18	6,89	27,56	40,66	13,27	8,45	100,0	$(\text{Cu}_{9,68}\text{Zn}_{1,59}\text{Fe}_{0,86})_{12,14}(\text{As}_{2,68}\text{Sb}_{1,05})_{3,73}\text{S}_{13}$
46	2,54	7,35	27,60	40,54	14,31	7,67	100,0	$(\text{Cu}_{9,64}\text{Zn}_{1,70}\text{Fe}_{0,69})_{12,02}(\text{As}_{2,89}\text{Sb}_{0,95})_{3,84}\text{S}_{13}$

Табл. 3. Химический состав блеклой руды пробы 2 месторождения Вишневское

Сп.	Содержание, вес. %						Sum	Формула*
	Fe	Zn	S	Cu	As	Sb		
5_1	1,1	7,2	28,0	41,5	14,3	7,9	100,0	$(\text{Cu}_{9,74}\text{Zn}_{1,65}\text{Fe}_{0,28})_{11,67}(\text{As}_{2,84}\text{Sb}_{0,97})_{3,25}\text{S}_{13}$
5_2	1,2	7,3	27,2	42,6	14,7	7,1	100,0	$(\text{Cu}_{10,26}\text{Zn}_{1,71}\text{Fe}_{0,32})_{12,30}(\text{As}_{3,00}\text{Sb}_{0,89})_{3,89}\text{S}_{13}$
4_3	1,0	6,7	27,4	42,6	13,9	8,4	100,0	$(\text{Cu}_{10,21}\text{Zn}_{1,56}\text{Fe}_{0,28})_{12,04}(\text{As}_{2,83}\text{Sb}_{1,05})_{3,87}\text{S}_{13}$
1_1	1,3	7,5	26,6	42,0	14,0	8,5	100,0	$(\text{Cu}_{10,37}\text{Zn}_{1,80}\text{Fe}_{0,36})_{12,53}(\text{As}_{2,93}\text{Sb}_{1,10})_{4,03}\text{S}_{13}$
4_2	1,7	7,0	27,0	42,5	14,5	7,4	100,0	$(\text{Cu}_{10,32}\text{Zn}_{1,65}\text{Fe}_{0,46})_{12,43}(\text{As}_{2,99}\text{Sb}_{0,94})_{3,93}\text{S}_{13}$

* – расчет на 13 анионов.

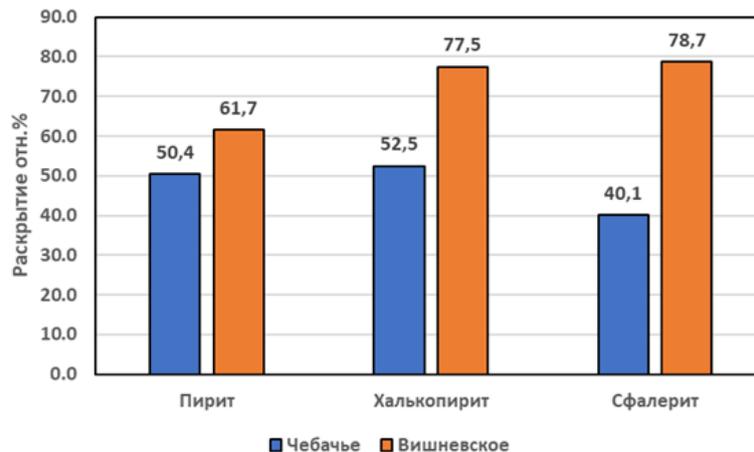


Рис. 4. Раскрытие сульфидных минералов при измельчении 75 % кл. -71 мкм в пробах руд месторождений Чебачье и Вишневское

ный комплекс проводит выделение масок зерен минералов в автоматическом режиме с их идентификацией по цветовым характеристикам. Коррекция масок зерен минералов проводилась вручную. По отредактированным маскам алгоритм программы рассчитывает размеры зерен и долю площади, занятую каждым минералом, а также рассчитывается относительная массовая доля минерала в свободных зернах и в сростках. Исследования проводились на полированных аншлифах проб руд, классифицированных по крупности, со статистикой по каждому минералу более 500 зерен.

Результаты анализа по раскрытию сульфидных минералов (рис. 4) показывают, что при одинаковом измельчении данных проб наблюдается существенно большее раскрытие сульфидных минералов на пробе руды месторождения Вишневское, что объясняется их текстурно-структурными особенностями. В массивных типах пробы руды Чебачьего месторождения наблюдаются сложные сочетания значительного ряда ее структур: различных зернистых, интерстиционной, колломорфной, эмульсионной и реликтовой. Такое состояние руды предполагает сложности при ее обогащении. Особенности пробы руды Вишневского месторождения являются преобладание гипидиоморфнозернистой структуры и ровные границы срастания зерен и агрегатов минералов, что способствует извлечению сульфидных минералов из «пустой» породы, а также их взаимному разделению при обогащении [2, 3].

Таким образом, хотя оба месторождения располагаются на незначительном удалении друг от друга, их руды относятся к одному технологическому типу и имеют близкий минеральный состав, но в то же время соотношение минералов и в особенности текстурно-структурные характеристики изучаемых проб руд значительно отличаются друг от друга. Это, естественно, повлияло в первую очередь на раскрытие сульфидных минералов при измельчении (перед флотационным процессом обогащения) и, как следствие, на обогатимость и качество получаемых концентратов. По минеральным и технологическим характеристикам пробу руды месторождения Чебачье можно отнести к труднообогатимым объектам, а пробу месторождения Вишневское, наоборот, за счет ее структурных особенностей – к легкообогатимым рудам для полезных компонентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прокин В. А., Серавкин И. Б., Виноградов А. М. Геологические условия размещения и перспективы выявления крупных медноколчеданных месторождений на Урале // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 123–133.
2. Изойтко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. – СПб. : Наука, 1997. – 582 с.
3. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. – М. : Издательство иностранной литературы, 1962. – 1132 с.

Русак А. А.¹, Щекина Т. И.²

¹ ГЕОХИ РАН, г. Москва, ² МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТСОДЕРЖАЩИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ

В настоящий момент вопросы изучения редкометалльных месторождений, связанных с криолитсодержащими гранитами, и важности понимания их генезиса, являются особенно актуальными. В связи с этим возникла необходимость приложения и интерпретации экспериментальных данных, полученных авторами, в решении вопроса происхождения самих криолитсодержащих гранитов и концентрации в них редких элементов. Поэтому цель данной работы состояла в сопоставлении структур и минерального состава редкометалльных криолитсодержащих гранитов Восточной Сибири со структурами образцов и составами фаз, полученных в экспериментах, в гранитной модельной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H [6].

Для реализации поставленной цели нами были изучены парагенезисы трех месторождений Восточной Сибири: Зашихинского, Улуг-Танзекского и Катугинского. Образцы для исследования были любезно предоставлены музеем ВИМС из коллекции В. В. Архангельской и Т. Н. Шуриги. Сопоставление с парагенезисами криолитсодержащих гранитов проведено на основании экспериментальных данных, полученных при 700 °С и 1 и 2 кбар [4, 6]. Эксперименты проводились в платиновых ампулах на установке высокого газового давления в ИЭМ РАН. Продукты экспериментов и шлифы природных образцов исследовались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-IT500 (Jeol, Япония) с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-MaxN (Oxford Instrument Ltd, Великобритания) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0,7 нА на кафедре петрологии и вулканологии в МГУ им. М. В. Ломоносова. Определение содержаний Li и REE в экспериментальных образцах было выполнено на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой X Series II (Thermo Scientific, США) с приставкой для лазерной абляции UP266 MACRO (New Wave Research, США) в АСИЦ ИПТМ РАН. Изучение валового состава алюмосиликатного и солевого расплавов, содержащих Li, REE, Y и Sc, проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с двойной фокусировкой Element-2 на кафедре геохимии в МГУ им. М. В. Ломоносова. Более подробная информация по методике работы описана в статье [4].

Опыты проводились в модельной гранитной системе с одним и тем же опорным составом (таблица) главных компонентов и содержаниями REE, Sc, Y и Li при 700 °С и 1, 2 кбар с разным содержанием воды от 3 до 49 мас. %.

В серии экспериментов продукты эксперимента представляли закаленное алюмосиликатное стекло (L), в матрице которого находились крупные округлые глобулы, сложенные агрегатом мелких закалочных фаз фторидов, закристаллизовавшихся из солевого алюмофторидного расплава (LF). Эти фазы представлены криолитом (CrI), криолитионитом, симмонситом, грайситом и фторидами REE. Глобулы алюмофторидного расплава имеют разное внутреннее строение. Самый большой интерес представляет глобуль, внутри которой образуются кристаллы криолита в центральной части, иногда с элементами граней (рисунок) при 700 °С, 1 и 2 кбар.

Большие агрегаты кристаллов фторидов REE оттесняются к краю глобулей к границе с алюмосиликатным расплавом. Таким образом, можно предполагать, что из солевого расплава глобулей в условиях эксперимента при 700 °С и 1 кбар начался рост монокристаллов алюмофторидов Na, K и Li со стехиометрией типа криолита или симмонсита. Одновременно формировался остаточный расплав, обогащенный Li, Sc, Y, REE, который образовывал фториды Li, Sc,

Таблица. Исходный состав силикатно-солевой смеси для всех серий опытов

Элементы	Si	Al	Na	K	Li	F	O	Сумма
Ат. %	17,24	6,92	5,07	3,84	4,46	21,82	40,65	100,00
мас. %	23,76	9,19	5,74	7,37	1,54	20,40	32,00	100,00

Примечание. В качестве исходной шихты использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO₂, LiF, K₂SiF₆, NaF, AlF₃, Al₂SiO₅, Al₂O₃.

Y и REE. Полуколичественно удалось оценить их суммарный состав, и оказалось, что содержание всех фторидов REE и Y совпадает с исходным содержанием в системе, кроме Sc, содержание которого было меньше. Детальное описание химического состава фаз и распределения главных элементов и REE, Sc, Y и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами представлено в статье [4]. Однако стоит упомянуть несколько важных выводов. Преимущественно все REE, Y, Sc и Li накапливаются в солевом расплаве. Скандий в большей степени входит в состав алюмосиликатного расплава, тогда как иттрий преимущественно накапливается в солевой фазе, подобно легким REE. Значения коэффициентов разделения REE монотонно понижаются с увеличением атомного номера от La к Lu. Для 700 °C и 1 кбар наблюдается возрастание содержания KDREE при увеличении концентрации воды, но для 2 кбар это проявлено менее определено. При увеличении давления от 1 до 2 кбар при 700 °C происходит уменьшение KDREE, Y, Sc между соевым и алюмосиликатным расплавами.

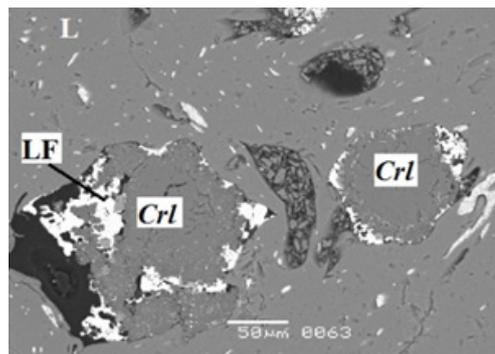


Рисунок. Соевые глобулы (LF), в центре которых образовались кристаллы криолита (Crl)

Криолит является аксессуарным, или второстепенным, минералом редкометалльных гранитов, но нередко он образует жилы, линзы и гнездовые скопления [5, 8]. На основании изучения представительных образцов криолитсодержащих редкометалльных гранитов из коллекции музея ВИМС можно выделить типичные парагенезисы для Улуг-Танзекского, Зашихинского и Катугинского месторождений.

Породы из Улуг-Танзекского месторождения представляют собой щелочные криолитсодержащие редкометалльные граниты, к которым приурочено месторождение комплексных редкометалльных руд (Ta, Nb, Zr, Hf, TR, U, Li, криолит). Главными породообразующими минералами являются призматические выделения альбита, кварца (часто горошковидного), калиевого полевого шпата, полилитионита, эгирина, амфибола и криолита. Кварц и полевые шпаты вместе составляют около 70 % породы. Рудные минералы представлены гагаринитом, бастнезитом и пироксеном. Часто гагаринит (NaYCaF_6) кристаллизуется совместно с бастнезитом ($(\text{Ce,La,Y})\text{CO}_3\text{F}$), поэтому в бастнезите фиксируются примеси кальция и натрия. В некоторых образцах встречаются вторичные изменения в виде оксидов и гидроксидов железа. Кроме того, в породе присутствует слюда с четко выраженной спайностью, трещины которой сложены оксидами марганца, свинца, цинка и хрома. Криолит образует крупные (до 500–700 мкм) выделения между зернами главных породообразующих минералов (полевых шпатов, слюды), а также встречаются рудные минералы. Криолит, слюда и рудные фазы кристаллизуются совместно. Циркон образует изометричные метакристаллы, края которых часто не изменены, а центральная часть включает кристаллы торанита и других ториевых минералов. Циркон часто содержит примеси Hf (~ 1,86 %). На контакте с цирконами кристаллизуются ниобиевые фазы, подобные пироксену или плумбопироксену. Альбит и криолит часто окаймляют кристаллы циркона. В породе встречается амфибол с трещинами спайности. В ассоциации с амфиболом кристаллизуются слюда, альбит, калиевый полевой шпат, криолит, эгирин, магнетит с примесями Mn и Ti, а также гагаринит.

При изучении парагенезисов природных образцов Зашихинского месторождения нами были выявлены следующие закономерности. Главными породообразующими минералами криолитсодержащих редкометалльных гранитов являются кварц (часто горошковидный), альбит, калиевый полевой шпат (микроклин), литиевая слюда (полилитионит), эгирин, криолит, флюорит. Рудные минералы представлены колумбитом, ксенотимом, торанитом, торитом, фторидом тория (ThF_4), томсенолитом и пироксеном. Аксессуарными минералами, как и в месторождении Улуг-Танзек, являются циркон и магнетит. В качестве вторичных минералов встречаются оксиды и гидроксиды железа. Криолит представлен выделениями темно-серого цвета в BSE размером в длину от 50 до 1000 мкм. Калиевый полевой шпат представлен крупными выделениями с неровными краями, погруженными в массу альбита или криолита. Количествен-

ные соотношения минералов Ab : Kfs : CrI соответствуют 55 : 25 : 20. Слюда часто кристаллизуется совместно с калиевым полевым шпатом, альбитом и криолитом и достигает более 500 мкм в поперечнике. Слюда литийсодержащая, поскольку нередко участки слюды в поляризационном микроскопе при одном никеле имеют голубые окраски, характерные для литиевых слюд типа полилитиионита. Циркон кристаллизуется на контакте с альбитом, эгирином и калиевым полевым шпатом, имеет сложное строение, иногда имеет неровные очертания, чаще изометричные: внешняя часть почти не изменена, а в центральной части обнаружены мелкие включения торита (ThSiO_4) с иттрием, гафнием, свинцом и фторидом тория. Кроме того, иногда встречаются мелкие включения минералов из группы тантало-ниобатов. Размеры циркона колеблются от 40 до 150 мкм в длину. В породе встречаются колумбиты 20×20 мкм, изометричные, ромбовидной формы. Определения химического состава пород редкометалльных гранитов представлены в работах [1, 2].

В изученных нами криолитсодержащих гранитах Катугинского месторождения главными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, эгирин, арфведсонит, в малых количествах литиевая слюда, криолит, томсенолит (вторичный минерал по криолиту), гагаринит; из аксессуарных – циркон. Криолит кристаллизуется совместно с калиевым полевым шпатом и слюдой. Томсенолит часто образует мелкие прожилки медового цвета, которые секут монокристаллы криолита. В этих прожилках и в самом криолите встречаются мелкие включения (до 20–30 мкм) рудной фазы (ильменита). Во фторидной фазе располагаются зерна полевого шпата в виде овальных выделений с гладкими очертаниями. Встречены также выделения Ca-Al фторида, содержащего больше Al и O, чем томсенолит, в виде удлиненных кристаллов темно-серого цвета с элементами огранки. В ассоциации со слюдой видны многочисленные выделения гагаринита изометричной формы ($2 \times 1,7$ мм) белого цвета в BSE. Также в редкометалльном граните обнаружена редкоземельная фаза – бастнезит. Часто на контакте с бастнезитом кристаллизуется гагаринит. По петрографическому и минералогическому описанию изученные нами породы относятся к группе арфведсонитовых, эгирин-арфведсонитовых и эгириновых гранитов Катугинского месторождения [3, 7].

В некоторых образцах криолит непосредственно соседствует с кварцем, что также свидетельствует об их совместной кристаллизации и, соответственно, о магматической природе криолита. Все вышеупомянутые факты дают возможность утверждать, что криолит имеет магматическую природу.

По детальному изучению парагенезисов трех месторождений Восточной Сибири наблюдается тесная пространственная связь ассоциаций алюмофторидов (криолита и томсенолита) не только с главными породообразующими, но и с рудными и аксессуарными минералами. Это позволяет предполагать их генетически связанными, кристаллизующимися в ходе единого процесса при формировании гранитов. Представляется вполне реальным предположение о важной роли алюмофторидного солевого расплава, возникающего в процессе дифференциации богатого фтором гранитного расплава и способного концентрировать рудные элементы, особенно REE, Y, Sc и Th.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алымова Н. В. Металлогенетическая специализация и рудоносность щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения (Иркутская область) // Изв. Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2016. – № 2(55). – С. 9–20.
2. Алымова Н. В., Владыкин Н. В. Рудоносность редкометалльных гранитов Зашихинского массива (Иркутская область) и минералы-концентраторы Ta, Nb, Th, Zr, TR // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. – 2018. – Т. 25. – С. 15–29.
3. Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Склярёв Е. В., Котов А. Б., Ларин А. М., Старикова А. Е., Мазукабзов А. М., Толмачева Е. В., Великославинский С. Д. Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // Петрология. – 2018. – Т. 26, № 1. – С. 52–71.

4. Русак А. А., Щекина Т. И., Зиновьева Н. Г., Бычков А. Ю., Луканин О. А. Криолит как реперный минерал редкометалльной минерализации (экспериментальное исследование) // Геохимия. – 2024. – Т. 69, № 7. – С. 579–595.
5. Складков Е. В., Гладкочуб Д. П., Котов А. Б., Старикова А. Е., Шарыгин В. В., Великославинский С. Д., Ларин А. М., Мазукабзов А. М., Толмачева Е. В., Хромова Е. А. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35, № 3. – С. 9–22.
6. Щекина Т. И., Русак А. А., Алферьева Я. О., Граменицкий Е. Н., Котельников А. Р., Зиновьева Н. Г., Бычков А. Ю., Бычкова Я. В., Хвостиков В. А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. – 2020. – Т. 65, № 4. – С. 343–361.
7. Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Sklyarov E. V., Kotov A. B., Vladykin N. V., Pisarevsky S. A., Larin A. M., Salnikova E. B., Saveleva V. B., Sharygin V. V., Starikova A. E., Tolmacheva E. V., Velikoslavinsky S. D., Mazukabzov A. M., Bazarova E. P., Kovach V. P., Zagornaya N. Yu., Alymova N. V., Khromova E. A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geol. Rev. – 2017. – V. 91. – P. 246–263.
8. Starikova A. E., Doroshkevich A. G., Sklyarov E. V., Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Shaparenko E. O., Zhukova I. A., Semenova D. V., Yakovenko E. S., Ragozin A. L. Magmatism and metasomatism in the formation of the Katugin Nb-Ta-REE-Zr-cryolite deposit, eastern Siberia, Russia: Evidence from zircon data // Lithos. – 2024. – V. 472–473. – P. 1–19.

Савельев А. Д., Васюкевич К. Е., Александрова Е. Д.
ФГБУ «Институт Карпинского», г. Санкт-Петербург

АЛМАЗОНОСНОСТЬ И ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА БАССЕЙНА Р. ДЮКЕН, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА

На северо-востоке Сибирской платформы в пределах Лено-Анабарской алмазонасной субпровинции известно около ста алмазных россыпей, при этом их коренные источники до сих пор достоверно не установлены [3]. Одной из крупнейших таких россыпей является россыпь р. Большая Куонамка, промышленная значимость которой была обоснована С. А. Грахановым в 2001 г. [2]. По мнению первооткрывателя, россыпь р. Большая Куонамка формировалась за счет размыва неогеновых и четвертичных промежуточных коллекторов, которые, в свою очередь, формировались за счет размыва мезозойских и протерозойских коллекторов и, в небольшой мере, за счет мезозойских слабоалмазонасных кимберлитов Куонамской минерагенической зоны. Также сказалось и частичное поступление кристаллов уральского типа из древних промежуточных коллекторов протерозойского и вендского возрастов [4]. Имевшая место с начала верхнего неоплейстоцена многократная перестройка речной сети усложняет поиски первичных коллекторов и коренных источников алмазов. По одному из предположений, основное русло р. Большая Куонамка имело другое направление и шло не с юго-запада (нынешнее направление), а с юга – по современному руслу р. Дюкен (рисунок). В пределах водосбора р. Дюкен локализованы многочисленные алмазонасные кимберлитовые и пикритовые тела Дюкенского кимберлитового поля. Кроме того, оно расположено в той же геоморфологической обстановке, что и россыпь р. Большая Куонамка – вдоль выходов рифейских карбонатных пород билляхской серии. Эти факторы стали поводом для постановки Институтом Карпинского исследовательских работ в долине р. Дюкен и ее притоков в 2023 г. в рамках проведения работ по ГДП-200 листов R-49-XXIII, XXIV (Куонамская площадь).

Река Дюкен протекает на юго-восточной оконечности Анабарского щита в районе границы кристаллического щита и рифейского чехла платформы (см. рисунок). По большей части она дренирует песчаники, гравелиты и конгломераты мукунской серии (лабазтахская свита), а

также терригенно-карбонатные породы билляхской серии (котуйканской и юмастахской свит) раннерифейского возраста. В то же время на некоторых участках отмечены и тектонические окна с палеопротерозойскими породами (хардахская толща).

В бассейне р. Дюкен большой объем поисковых работ на россыпную и коренную алмазность провела Амакинская экспедиция [6, 7, 10, 12, 13]: выполнено шлиховое и мелкообъемное опробование, пройдены поисковые линии, проведены аэрогеофизические работы, бурением и шурфами заверены геофизические аномалии. В результате в бассейне р. Дюкен открыты многочисленные тела (трубки, дайки, штоки) кимберлитов, альнеитов, пикритов и подобных им пород куонамского кимберлит-карбонатитового комплекса триас-юрского возраста. Из них 14 тел убогоалмазные, среднее содержание алмазов 0,004 кар/т [10]. Все они вскрыты предшественниками при заверке геофизических аномалий, но некоторые аномалии остались неизученными. Установлена алмазность и широкая зараженность минералами-спутниками алмазов (МСА) бассейна р. Дюкен [7].

При выполнении работ по ГДП-200 листов R-49-XXIII, XXIV (Куонамская площадь) Анабарской партией – 2 Института Карпинского был произведен отбор более ста шлиховых проб по р. Дюкен и некоторым ее притокам: р. Атыр-Хатыспыта, р. Куранах и р. Огоннер-Юряге. Шлиховое опробование объемом 20 л проводилось с головных частей кос, интервал между точками составлял от 0,5 до 1 км. В точках с наибольшим количеством потенциальных МСА производилось мелкообъемное опробование на алмазы объемом 2 м³ (10 проб). Концентраты отсадки мелкообъемных проб прошли рентгенопросмотр на ГУ «Талахта» АО «Алмазы Анабара». Часть шлиховых проб была проанализирована Виллойской ГРЭ АК «АЛРОСА» (сокращенный полуколичественный минералогический анализ шлихов на минералы индикаторы кимберлитов с оценкой их морфологических особенностей), а также ЦАЛ (Центральной аналитической лабораторией) Института Карпинского. В ходе геологосъемочных маршрутов сотрудниками Анабарской партии – 2 также были найдены керны кимберлитовых трубок, ос-

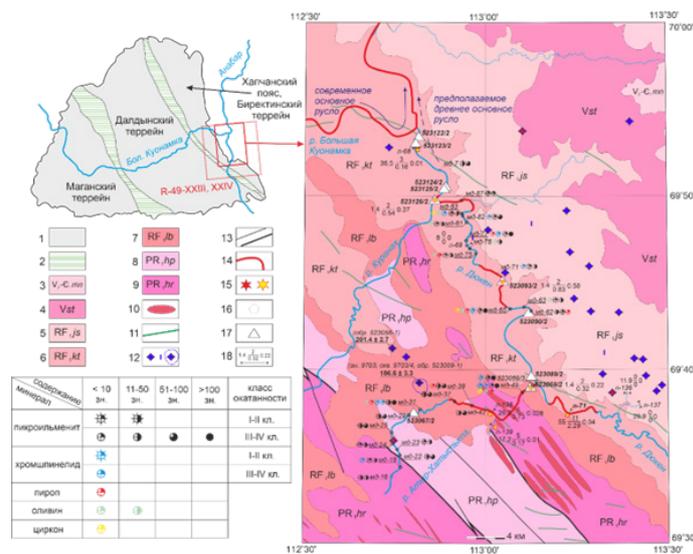


Рисунок. Геологическая схема района р. Дюкен (по [1] и полевым наблюдениям Анабарской партии – 2):

1 – AR-PR породы фундамента; 2 – шовные зоны; 3 – манькайская свита; 4 – старореченская свита; 5 – юмастахская свита; 6 – котуйканская свита; 7 – лабазтахская свита; 8 – хапчанская серия; 9 – хардахская толща; 10 – гранитоиды маганского комплекса; 11 – протерозойские долеритовые дайки; 12 – тела мезозойского куонамского комплекса (трубки, дайки, трубки в масштабе карты); 13 – разломы и главные разломы; 14 – россыпные проявления алмазов; 15 – проявления коренных алмазов (слева) и находки алмазов по поисковым линиям и в мелкообъемных пробах (справа); 16 – точки шлихового опробования; 17 – точки мелкообъемного опробования; 18 – поисковые линии Куонамской партии (1963–1967 гг.); информация по линии или мелкообъемной пробе: объем проб в пл. теле, м³, числитель – находки алмазов, шт., знаменатель – общий вес алмазов, кар, среднее содержание алмазов в кар/м³

тавленные после работ Амакинской экспедиции. Из двух проб кимберлитов были выделены перовскиты, осуществлено их U-Pb датирование в ЦИИ (Центре изотопных исследований) Института Карпинского.

В результате проведенных работ были получены следующие результаты.

Алмазоносность. Из пробы 523126 (р. Дюкен, РП 1) извлечено два алмаза в классе -4+2 с общим весом 0,54 кар. Первый кристалл представлен прозрачным додекаэроидом уральского типа с матовым оттенком, второй – деформированным прозрачным октаэдром с гидроокислами железа по микротрещинам. Из пробы 523093 (р. Дюкен, РП 2) также извлечено два алмаза. В классе -4+2 найден прозрачный октаэдр весом 0,8 кар. Поверхность кристалла изношена, прослеживаются микротрещины. В классе -2+1 обнаружен прозрачный алмаз уральского типа весом 0,03 кар слабо вытянутой формы. Из пробы 523089 (р. Атыр-Хатыспыта, РП 3) извлечен один кристалл в классе -4+2 весом 0,32 кар. Кристалл уральского типа, прозрачный с включением светло-серого цвета.

Всего при работах Амакинской экспедиции и Анабарской партии – 2 из аллювия р. Дюкен извлечено 25 кристаллов общим весом 4,62 кар, из аллювия р. Атыр-Хатыспыта – пять кристаллов общим весом 1,05 кар. Преобладающее число кристаллов приходится на алмазы весом до 0,2 кар, реже встречаются кристаллы весом до 0,8 кар. Протоколом № 13 ФГБУ «ЦНИГРИ» от 05.06.2024 апробированы прогнозные ресурсы россыпных алмазов объекта «Бассейн р. Дюкен» по категории P_3 в количестве 0,18 млн карат.

Минералы-спутники алмазов. Минералогический анализ шлихов показал наличие в пробах большого количества пикроильменита, а также значимое число хромшпинелида, пирропа, оливина и циркона. Среди пикроильменитов и хромшпинелидов встречаются неокатанные или слабоокатанные зерна (I и II классы, см. рисунок). В пределах территории работ можно выделить два участка с высокими содержаниями МСА: на р. Дюкен от устья руч. Сагынахта до устья р. Куранах и на р. Атыр-Хатыспыта от устья руч. Юрюе до устья р. Атыр-Хатыспыта (впадение в р. Дюкен). В обоих случаях в непосредственной близости отмечены кимберлитовые трубки с находками в них алмазов. На основе этих данных можно выделить перспективный участок на алмазоносные кимберлиты в верховьях р. Атыр-Хатыспыта, где прослежен ореол неизношенных МСА и фиксируются алмазы, не привязанные к коренному источнику (см. рисунок).

Возраст кимберлитового магматизма. В ЦИИ Института Карпинского были получены U-Pb (SHRIMP) датировки по перовскиту двух кимберлитовых трубок в междуречье р. Куранах и р. Атыр-Хатыспыта. Для порфирированного кимберлита (обр. 523056-1, безымянная аномалия) с глубины 24 м по 30 измерениям был установлен средневзвешенный возраст $201,4 \pm 2,7$ млн лет. Порфирированный кимберлит (обр. 523059-1) из скважины 9703/4 аномалии 97/03 по 14 измерениям показал средневзвешенный возраст $186,6 \pm 3,3$ млн лет (см. рисунок).

Ранее определение возраста U-Pb методом по цирконам (SHRIMP II) из алмазоносной трубки Малокуонамская (сопредельная с юга Мюнсюхская площадь, R-49-XXIX, XXX) выполнено для кимберлитов Южного рудного «столба» (девять измерений) и Северного рудного «столба» (четыре измерения) [8, 14]. Перекрывающийся в пределах погрешности измерений конкордантный возраст по двум «столбам» составляет 229 ± 6 млн лет и 235 ± 12 млн лет.

Обсуждение и выводы. Предшественниками проводились подробные изучения извлеченных алмазов из кимберлитовых тел Дюкенского и Ары-Мастахского полей и был сделан однозначный вывод о том, что данные кимберлитовые тела не могли служить основным источником алмазов для россыпей этого региона [10]. В связи с этим предполагалось, что среди еще не открытых кимберлитовых тел есть высокоалмазоносные объекты, за счет размыва которых и формировались россыпи [7, 10, 13]. Последующие работы такую вероятность отвергают, высказывается предположение, что алмазы содержатся в грубокластическом материале прибрежно-морского генезиса – конгломератах и гравелитах рифея–венда [5, 9, 11]. Тем не менее нельзя отрицать подтвержденную алмазоносность ряда тел Дюкенского поля и то, что они могут являться источником для найденных в бассейне р. Дюкен МСА и алмазов.

В результате работ подтверждена алмазоносность бассейна р. Дюкен, апробированы прогнозные ресурсы россыпных алмазов, имеется потенциал для их увеличения. На основе ре-

зультатов датирования перовскита из кимберлитовых трубок в междуречье р. Куранах и Атыр-Хатыспыта можно сделать вывод о нижнеюрском времени их формирования, что является неблагоприятным фактором для алмазоносности. Таким образом, кимберлиты Дюкенского поля не могли служить основным источником алмазов для россыпей р. Большая Куонамка. Несмотря на убогую алмазоносность кимберлитовых трубок, бассейн р. Дюкен перспективен для дальнейших поисковых работ, поскольку многочисленные водотоки дренируют конгломераты и гравелиты в основаниях лабзтахской, юсмастахской и старореченской свит.

Авторы благодарят С. А. Граханова за ценные рекомендации и указания в ходе планирования полевых работ, а также за помощь при интерпретации полученных результатов. Работа выполнена в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию №049-00003-24-00.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXIII, XXIV. Объяснительная записка / Б. Г. Лопатин, С. М. Табунов. – М. : Недра, 1969. – 44 с.
2. Граханов С. А. Алмазоносность россыпей северо-востока Сибирской платформы и перспективы поисков их коренных источников // Автореф. дис. на соискание степ. канд. геол.-минер. наук. – Воронеж : Изд-во геол. ф-та ВГУ, 2001.
3. Граханов С. А. Россыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы и их коренные источники // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 20–28.
4. Граханов С. А. Формирование алмазоносной россыпи р. Большая Куонамка (север Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2016. – № 6. – С. 1–8.
5. Граханов С. А., Сулейманов А. М., Павлов В. И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпные месторождения алмазов в бассейне р. Большая Куонамка (Республика Саха (Якутия)) в 2008–2011 гг. – Якутск, 2011.
6. Крючков А. И., Любимов Н. В. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне нижнего и среднего течения рек Большая и Малая Куонамка за 1965 г. – Нюрба, 1966.
7. Крючков А. И. [и др.] Сводный отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах нижнего и среднего течения рек Бол. и Мал. Куонамка за 1963–67 гг. – Нюрба, 1968.
8. Лохов К. И., Лукьянова Л. И., Шокальский С. П. [и др.] U-Pb и Lu-Hf изотопные системы в цирконах из коренных и россыпных месторождений алмазов: возраст и геохимическая специфика источников // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. – М. : ИГЕМ РАН. – 2010. – С. 360–361.
9. Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францессон Е. В. Докембрийские алмазоносные формации Мира. – М. : Недра, 1976. – 134 с.
10. Прокопьев С. А. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на северо-восточном склоне Анабарского щита (бассейн реки Большая Куонамка) в 1995–2001 гг. – Айхал, 2001.
11. Сочнева Э. Г., Метелкина М. П. Типоморфные минералы терригенных алмазоносных формаций докембрия // Геология и методы прогнозирования алмазных месторождений. Труды ЦНИГРИ. – 1981. – Вып. 156. – С. 15–21.
12. Черный Е. Д., Козлов И. Т. [и др.] Отчет о результатах поисковых работ Куонамской партии на алмазы в бассейне нижнего течения р. Большой Куонамки за 1963 г. – Нюрба, 1964.
13. Черный Е. Д., Любимов Н. В., Коротких С. К., Андреев А. А., Панкратов А. А. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне нижнего и среднего течения р. Б. Куонамка за 1964 г. – Нюрба, 1965.
14. Lepekhina E. N., Rotman A. Y., Antonov A. V., Sergeev S. A. SHRIMP U-Pb zircon ages of Yakutian kimberlite pipes // 9th Intern. Kimb. Conf., Extended Abstracts. 2008. – № 9.

ДИНАМИКА МИРОВОГО РУДНИЧНОГО ПРОИЗВОДСТВА И ЗАПАСОВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ АБЦМ В ПЕРИОД 2019–2023 ГГ. ПО ДАННЫМ ЗАРУБЕЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ

В целях выявления основных тенденций динамики мировой минерально-сырьевой отрасли и определения положения России среди ведущих стран-производителей алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ), в том числе для критического в мировой экономике первого этапа пандемии COVID-19 (2019–2021 гг.), а также последующего восстановительного периода 2022–2023 гг., нами проведены сбор, статистическая обработка и анализ данных по рудничному производству и эксплуатационным запасам (по категориям «доказанные» и «вероятные») АБЦМ для мира в целом и для ведущих стран-производителей этих видов сырья.

Использованные данные получены из источников, находящихся в открытом доступе: это бюллетени USGS и BGS; обзоры аналитических агентств S&P Global Market Intelligence, Trade Map, Thomson Reuters, Metal Focus, World Bureau of Metal Statistics, Kimberley Process и др. (Иванов А. И., Наумов Е. А. и др. Отчет..., 2024).

Анализ данных показывает, что основной тенденцией мирового рудничного производства АБЦМ в рассматриваемый период являлось его снижение в 2020–2021 гг., вызванное экономическими последствиями пандемии COVID-19, которое затронуло в разной степени все виды АБЦМ, включая металлы, востребованные в процессе «энергетического перехода» (Ni, Co, Cu), и алмазы (рис. 1).

С 2021 г. возобновился активный рост производства никеля, кобальта и меди; в 2022–2023 гг. незначительно выросла добыча серебра и МПГ, которая так и не вышла на «допандемийный» уровень; добыча по золоту и свинцу стабилизировалась, а по цинку и алмазам существенно снизилась.

Доля России в мировом рудничном производстве АБЦМ к 2023 г. по сравнению с «допандемийным» уровнем 2019 г. несколько увеличилась по алмазам (33 %), МПГ (29 %), золоту (10 %), кобальту (4 %) и цинку (3 %), стабилизировалась по серебру (5 %), меди (4 %) и свинцу (4 %), но снизилась по никелю (с 9 до 6 %).

Выполненный анализ статистических данных позволяет продемонстрировать влияние экономических последствий пандемии COVID-19 в наиболее критический период 2019–2021 гг. на состояние минерально-сырьевой базы и рудничного производства в мире и отдельных странах. При этом можно заключить, что Российская Федерация, несмотря на объективные трудности и ограничения, занимает уверенные позиции среди ведущих минерально-сырьевых держав, сохраняя место в первой пятерке стран как по запасам и ресурсам, так и по рудничному производству основных благородных и цветных металлов и алмазов.

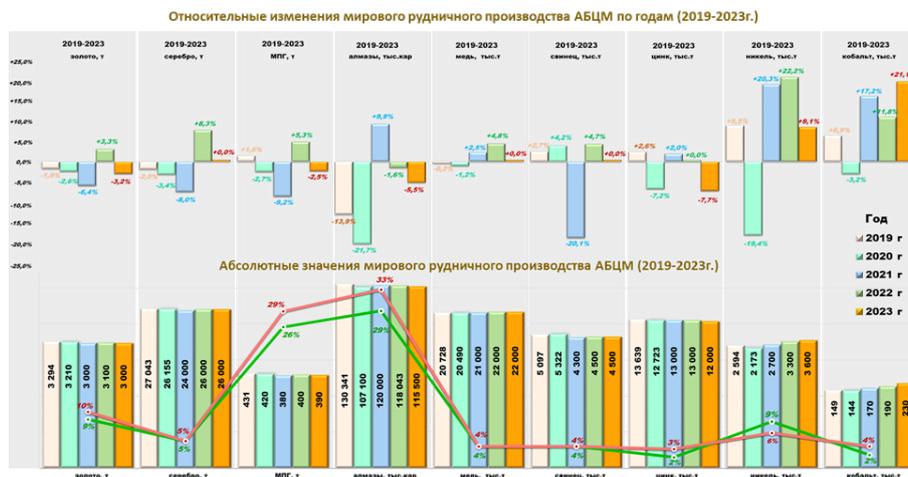


Рис. 1. Изменения и значения мирового рудничного производства АБЦМ (2019–2023 гг.)

Свирин Н. С.
ГИН РАН, г. Москва

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЫТЫЛЬВЕЕМСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

Одной из фундаментальных проблем понимания рудообразования является определение причин закономерного размещения промышленно значимой минерализации в пределах крупных геологических структур. На территории Тытыльвеемской впадины, соответствующей наиболее крупному сохранившемуся фрагменту одноименного постколлизийного вулканического пояса апт-альбского возраста [3], известно два золото-серебряных эпитермальных месторождения: Двойное и Сентябрьское. По современным металлогеническим представлениям эпитермальные объекты с благороднометалльной минерализацией являются лишь апикальными частями рудномагматических систем типа RIRGS [4] и медно-порфировых месторождений [5].

На ранних поисковых стадиях геологоразведочных работ бывает затруднительно сделать определенные выводы о принадлежности перспективных объектов к тому или иному рудно-формационному ряду. Наряду с изучением вторичных ореолов рассеяния и статистической обработкой полученных результатов, необходимо обращать повышенное внимание на данные штучного опробования. Содержания элементов в литохимических пробах вторичных ореолов рассеяния зависят от целого комплекса ландшафтно-геохимических процессов и условий. В отличие от них, содержания элементов в штучных пробах отражают геохимические особенности непосредственно гидротермально-метасоматической деятельности, незначительно искаженные процессами выветривания. Поэтому представляется уместным анализ и систематизация крупной выборки штучных проб в региональном масштабе.

Входными данными для статистического анализа являлась выборка (350 штук) штучных проб с аномальными содержаниями золота, серебра и элементов-спутников золото-серебряного эпитермального оруденения. Пробы были отобраны в ходе поисковых работ разных лет (2009–2024).

Статистический анализ содержаний элементов выполнялся в программном пакете Statistica. Первоначально был проведен факторный анализ общей выборки штучных проб, что позволило выделить основные типы гидротермально-метасоматической активности:

1. Au-Te фактор маркирует процесс эпитермального золото-теллуридного рудообразования (месторождение Сентябрьское), имеет положительную корреляцию с содержанием селена, одного из важнейших элементов-индикаторов эпитермальных объектов;
2. Ba-K-V фактор тесно сопряжен с медно-молибденовой минерализацией и имеет отрицательную корреляцию с содержаниями мышьяка, генетически связан с околорудными метасоматическими образованиями, в которых сульфидная минерализация проявлена слабо;
3. Fe-S-Bi фактор и его высокие значения связаны с пирит-арсенопиритовой минерализацией;
4. Ag-Pb фактор связан с развитием серебро-полиметаллического оруденения.

При непосредственном участии автора в результате полевых поисковых работ 2024 года на северо-западной периферии Тытыльвеемской впадины был найден пункт медно-порфировой минерализации. Минерализация локализуется в гидротермально измененном монцонитовом штоке с тонкими прожилками кварца, представлена равномерной вкрапленностью пирита и халькопирита. Также встречены единичные разности с раздувами кварца с богатой молибденитовой минерализацией. Данные штучные пробы обнаруживают очевидную теснейшую связь с фактором Ba-K-V, таким образом маркируя потенциальное медно-порфировое оруденение. Примечательно, что монцонитовые порфиринозные интрузии локализованы в основании разреза Тытыльвеемской впадины, в то время как эпитермальное благороднометалльное оруденение локализовано в более молодых стратонах тытыльвеемских вулканитов.

Таким образом, типы месторождений каждого структурно-формационного этажа обнаруживают пространственно-временную связь с соответствующими геологическими формациями, что определяет металлогеническую зональность. В ранние этапы образовалась медно-порфировая минерализация, в средние – золото-серебряная, в поздние могла формироваться редкометалльная минерализация, однако полная последовательность рудноформационного ряда

может быть проявлена не до конца [1], либо могла быть эродирована за счет достаточно глубокого уровня эрозионного среза (3–4 км) тытыльвеемских вулканитов [3].

Структура рудных и околорудных образований Тытыльвеемской впадины исходя из непосредственных геологических наблюдений и проведенного статистического анализа представляется следующей (по разрезу снизу вверх, однако латерально за счет синформной структуры Тытыльвеемского прогиба она наблюдается от периферии к центру):

1. Медно-порфировая.
2. Арсенопирит-пиритовая.
3. Полиметаллическая.
4. Золото-серебряно-теллуридная (месторождение Сентябрьское); золото-серебряная (месторождение Двойное).

Подобная картина подтверждает предположения о наличии медно-порфировых объектов на территории Тытыльвеемской впадины и общей связи золото-серебряной эпитеpmальной минерализации с порфирово-эпитеpmальной системой, где месторождение Сентябрьское может быть интерпретировано как эпитеpmальный объект IS типа, а месторождение Двойное – типа LS [2]. С точки зрения металлогении подобные выводы говорят о потенциальной порфириноносности постколлизиионных вулканоплутонических поясов

Работа выполнена в рамках темы № FMMG-2024-0001 госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мигачёв И. Ф., Звездов В. С., Минина О. В. Формационные типы медно-порфировых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 26–48.
2. Николаев Ю. Н., Прокофьев В. Ю., Аплеталин А. В. [и др.] Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55, № 2. – С. 114–144.
3. Тихомиров П. Л., Прокофьев В. Ю., Калько И. А., Аплеталин А. В., Николаев Ю. Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизиионный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 2017. – № 2. – С. 32–54.
4. Hart C. J. R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W. D., ed. Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods. Geol. Ass. Canada, Min. Dep. Division, Spec. Publ. No. 5, 2007. – P. 95–112.
5. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // Economic Geology. – 2010. – V. 105, № 1. – P. 3–41.

Серова А. М., Савина О. Л.

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА САУМСКОМ МЕДНО-ЦИНКОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ). НОВЫЕ ДАННЫЕ

В России на медноколчеданные месторождения приходится 14,6 % добычи меди и около 20 % добычи цинка [3]. Помимо меди и цинка из руд медноколчеданных месторождений попутно извлекают золото и серебро.

На территории Урала выявлено более 100 колчеданных месторождений [2], большая часть которых относится к медноколчеданным. Наиболее детально изучены месторождения Южного Урала (Гайское, Учалинское, Сибайское) и Среднего Урала (Сафьяновское), об объектах Северного Урала информации во много раз меньше.

Саумское месторождение было открыто в 80-х годах XX века. Его промышленная значимость была подтверждена в результате поисковых и оценочных работ (2013–2018 гг.), проведенных АО «Полиметалл». В настоящее время месторождение отрабатывается открытым способом. Из первичных руд добывают медь и цинк. Золото извлекалось из окисленных руд коры

выветривания, которые в настоящее время отработаны. В статье [4] говорится о наличии на месторождении золотообогатенных первичных медно-цинковых руд с содержаниями золота более 1 г/т, однако генетические взаимоотношения золота с другими минералами ранее не изучались. В нашей работе мы выявили галенит-теннантит-тетраэдрит-золоторудную ассоциацию и впервые для месторождения составили последовательность минералообразования.

Саумское месторождение расположено в Ивдельском рудном районе Западно-Тагильской структурно-формационной зоны Тагило-Магнитогорской мегазоны [3]. Оруденение приурочено к одноименной палеовулканической структуре, которая сложена бимодальной контрастной риолит-базальтовой серией шемурской свиты позднего ордовика–раннего силура (O_3-S_1). Рудные тела локализованы в дацит-риодацитово-й толще этой свиты.

Всего на месторождении выявлено три основных рудных тела (Саум-1, Саум-2, Саум-3), отделенных друг от друга разрывными нарушениями и прорванных маломощными (до 1 м) дайками основного и кислого состава. Рудные тела Саум-2, Саум-3 расположены на флангах Саум-1 и сложены серноколчеданными рудами. Тела не отрабатываются и в настоящей работе не изучались.

Отрабатывается основное рудное тело – Саум-1. Оно представляет собой пологопадающую линзу протяженностью 250 м по падению и 150 м по простиранию [1]. В центральной части, где рудное тело выходит на поверхность, по нему развита кора выветривания.

Фактический материал был собран в ходе производственной практики в 2024 г. и представлен штучными пробами, отобранными по рудному телу Саум-1 (41 шт.). Из наиболее представительных образцов цинковых и медно-цинковых первичных руд были изготовлены аншлифы и прозрачно-полированные шлифы (ппш) – всего 12 шт. Изучались руды с массивной, полосчатой, полосчатой-метаколломорфной, прожилковой текстурами и их комбинациями. В работе охвачены все текстурные типы руд, представленные на месторождении.

Минераграфическое исследование препаратов для определения состава рудной минерализации, выяснения взаимоотношений между минералами и анализа последовательности минералообразования было выполнено на поляризационном микроскопе Leica DM750P.

Общий минеральный состав для всех препаратов: пирит (четыре генерации: Py I – Py IV), халькопирит (три генерации: Cp I – Cp III), сфалерит (две генерации: Sf I, Sf II), арсенопирит (две генерации: Asp I, Asp II), блеклая руда (Tn–Td), галенит (Ga), золото (Au), ковеллин (Kv) и кварц (Qz). В основе выделения генераций лежали как морфологические особенности минералов, минеральных агрегатов, так и взаимоотношения между ними.

После обобщения полученных последовательностей по каждому препарату было выделено пять стадий рудообразования, последовательно сменяющих друг друга: дорудная (пиритовая), рудная I (пирит-халькопирит-сфалеритовая), рудная II (галенит-теннантит–тетраэдрит-золоторудная), пострудная (пирит-арсенопиритовая) и завершающая процесс стадия окисления.

Дорудная стадия связана с процессом гидротермально-осадочного рудоотложения. Во время нее была сформирована основная масса сульфида железа. К характерным минералам данной стадии относится пирит I.

Пирит I в большинстве препаратов представлен остатками метаколлоидной структуры, но в одном препарате отмечены глобулярные образования размером 0,01–0,03 мм, указывающие на его первично-осадочную природу (рис. 1).

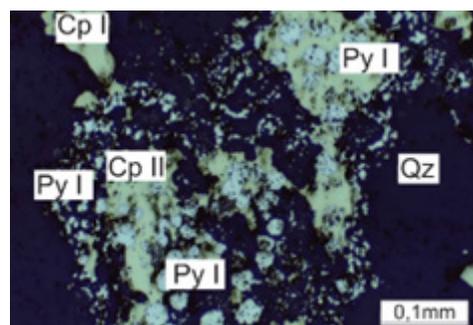


Рис. 1. Глобулярный пирит I

Первая рудная стадия отделена от дорудной процессами метаморфизма, которые привели к перекристаллизации первично-осадочных колломорфных агрегатов пирита I в укрупненный кристаллически-зернистый гипидиоморфный пирит II и впоследствии способствовали его катаклазу. Характерными минералами первой рудной стадии считаются пирит II, халькопирит I, сфалерит I, арсенопирит I, халькопирит II, сфалерит II, халькопирит III.

Пирит II образует гипидиоморфнозернистые, сильно трещиноватые агрегаты размером до 3–5 мм. Некото-

рые выделения имеют округлую, почковидную форму, унаследованную от более раннего пирита I (рис. 2).

Халькопирит I и сфалерит I образуют в пирите II обособленные зоны, чередующиеся с монопиритовыми. Такое чередование может свидетельствовать о близодновременной перекристаллизации всех трех минералов.

Арсенопирит I образует ксеноморфные агрегаты размером 0,2–0,6 мм. Минерал замещает пирит II с образованием коррозионных границ и содержит в себе включения пирита II, что говорит о его более поздней кристаллизации.

Халькопирит II и сфалерит II цементируют агрегаты пирита II, а также заполняют в нем трещины. Образуют аллотриоморфнозернистую структуру. В некоторых агрегатах сфалерита II отмечены включения халькопирита II (рис. 3), также есть места, где халькопирит II образован на контакте сфалерита II и пирита II. Подобные противоречивые наблюдения позволяют говорить о близодновременном образовании сфалерита II и халькопирита II.

Халькопирит III представлен эмульсиевидной вкрапленностью в сфалерите II (см. рис. 3), являющейся структурой распада твердого раствора.

Вторая рудная стадия отличается от первой спецификой минерального состава. Стадия характеризуется гидротермально-метасоматическими процессами, за счет которых в систему были принесены Pb, As, Sb. К характерным минералам данной рудной стадии относятся галенит, блеклые руды, самородное золото.

Галенит и блеклые руды образуют ксеноморфные выделения и имеют ограниченное распространение в изучаемых препаратах. Оба минерала находятся в тесной ассоциации со сфалеритом II.

Галенит в виде тонких, вытянутых прожилков располагается как на контактах сфалерита II и халькопирита II, так и вдоль микротрещин в сфалерите II (см. рис. 3). Галенит образует структуру замещения сфалерита II, выраженную коррозионными границами между минералами, а также структуру замещения пирита II.

Блеклые руды (теннантит–тетраэдрит) образуют каплевидные выделения в сфалерите II и на границе сфалерит II–халькопирит II (рис. 4, А), также развиваются по прожилкам в микротрещинах сфалерита II.

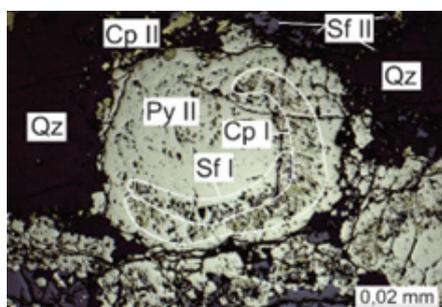


Рис. 2. Зоны сфалерита II и халькопирита II в пирите II

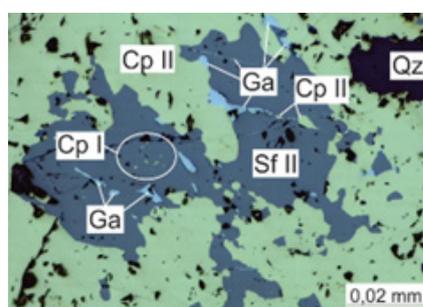


Рис. 3. Сфалерит II замещает халькопирит II, структура распада халькопирита III в сфалерите II

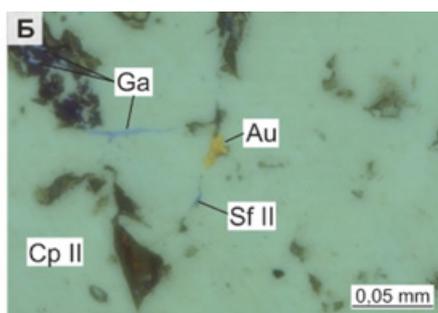
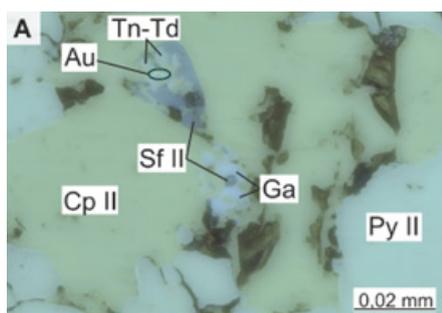


Рис. 4. Самородное золото в ассоциации с блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом II (А), по трещинам с галенитом и сфалеритом II (Б)

Обнаружены два знака самородного золота (в ппш № 13, № 15), приуроченные к трещинкам в массе аллотриоморфнозернистого халькопирита II (см. рис. 4, А, Б).

В первом случае размер золотины составляет $0,01 \times 0,0025$ мм, форма изогнутая, цвет светло-желтый. Она образована вблизи структуры замещения сфалерита II блеклыми рудами.

Вторая золотины более вытянутая, ее размер составляет $0,04 \times 0,01$ мм, цвет насыщенный желтый, золотины хорошо выделяется на фоне халькопирита. Находится в трещинке, по которой также развиваются сфалерит II и галенит.

Появление самородного золота может быть связано как с перекристаллизацией ранее образованного коллоидного пирита I, так и с привнесением его совместно с Pb, As, Sb при внедрении даек.

Пострудная стадия завершает гидротермально-метасоматический этап и характеризуется образованием цепочек метакристаллов пирита III, пирита IV и арсениопирита II.

Пирит III представлен отдельными идиоморфными зернами размером 0,02–0,3 мм и идиоморфнометазернистыми агрегатами, которые вытянутыми линиями располагаются по массе халькопирита II вдоль скрытых трещин. Минерал почти всегда содержит множество микровключений раннее образованных халькопирита II и сфалерита II.

Арсениопирит II образует резко идиоморфные кристаллы ромбического габитуса размером 0,01–0,25 мм (рис. 5). Единичные включения в них представлены пиритом III. Выделения арсениопирита в основном приурочены к кварцевым гнездам.

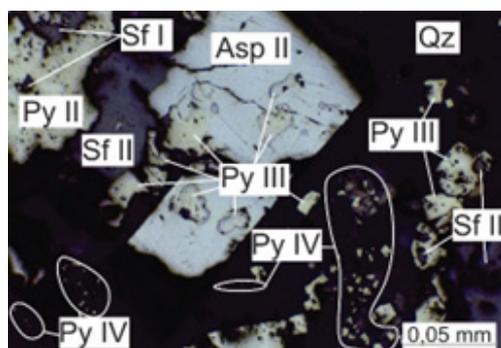


Рис. 5. Включения пирита III в метакристалле арсениопирита II

Пирит IV завершает формирование пострудной стадии. Он образует гипидиоморфнометазернистые агрегаты размером до 2,5 мкм, которые развиваются в микротрещинах кварца и по сфалериту II. Из-за малого количества включений (Ср II и Sf II) предполагается, что это наиболее поздняя генерация, однако контактов с пиритом III для проверки достоверности предположения не обнаружено.

Стадия окисления (гипергенный этап) представлена ковеллином, развивающимся по трещинам в массе сфалерита II.

Обобщенная последовательность минералообразования представлена в таблице.

Таблица. Последовательность минералообразования медно-цинковых руд Саумского месторождения

Этап	Гидротермально-осадочный	Гидротермально-метасоматический			Гипергенный
		Рудная I Py-Cp-Sf	Рудная II Ga-Tn, Td-Au	Пострудная Py-Asp	
Минерал/Стадия	Дорудная Py				Окисления
Пирит I	██████████				
Халькопирит I		██████			
Сфалерит I		██████			
Пирит II		██████			
Арсениопирит I		███			
Халькопирит II		██████			
Сфалерит II		██████			
Халькопирит III		███			
Блеклые руды			██████████		
Галенит			██████████		
Золото			██████████		
Пирит III				██████	
Арсениопирит II				██████	
Пирит IV				███	
Ковеллин					██████████

Важно отметить, что самородное золото было обнаружено только в рудах с массивной текстурой, почти нацело сложенных пиритом II и халькопиритом II. При более комплексном изучении объекта полученную информацию в перспективе можно использовать для разработки технологии обогащения сульфидных руд с микровыделениями самородного золота на месторождениях аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аюпова Н. Р. [и др.] Арсеноколусит в серноколчеданных рудах Саумского медно-цинково-колчеданного месторождения, Северный Урал // Геология рудных месторождений. – 2021. – № 1. – С. 88–96.
2. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. – М. : Научный мир, 2004. – 344 с.
3. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологические условия размещения / Под ред. В. А. Прокина [и др.] – Свердловск : УНЦ АН СССР, 1985. – 288 с.
4. Несис В. Н., Мотов А. П., Бутняков А. В. Золотообогащённые колчеданные Саумское и Галкинское месторождения, Северный Урал // Руды и металлы. – 2019. – № 2. – С. 73–83.
5. Тетенькин Д. Д., Петров Е. И. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2022 году.

Сначёв В. А.^{1,2}, Ложкин И. Д.^{1,2}, Азнабаева Л. И.^{1,2}, Сначёв А. В.¹

¹ *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

² *Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа*

ЗОЛОТО НИКОЛАЕВСКОЙ РОССЫПИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Россыпь Николаевская расположена в правом борту долины р. Урал, в 3,5 км к западу от села Уразово. Разрез рыхлых отложений россыпи представлен песчаными галечниками слабogliнистыми темно-желтыми и бурыми с валунами кварца и кварцитов. Крупность последних увеличивается к верховьям россыпи, где их количество достигает 50 %. Плотик представлен глинистыми корами выветривания песчаников, кремнисто-глинистых сланцев. Встречаются кварцевые жилы. Протяженность россыпи 2,2 км, ширина 40–240 м, средняя 91 м, глубина залегания 1–6 м, средняя 2,3 м [1].

Площадь россыпи сильно поражена мелкими отработками, но сведений о добыче металла не сохранилось. В 1946 г. россыпь отработывалась старателями. По неполным данным добыча составила 1,7 кг золота. В 1989–1990 гг. разведывалась ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» шурфоскважинами. По результатам геологоразведочных работ отмечается, что распределение золота в вертикальном разрезе рыхлых отложений неравномерное. В единичных случаях отмечается проникновение золота в коры выветривания до глубины 1,5 м. Закономерностей изменения его концентраций по глубинам не наблюдается. Запасы, подсчитанные по категории С₁, составили 456,6 тыс. м³ горной массы, 66,6 кг золота при среднем содержании 146 мг/м³.

Изучение золота россыпи Николаевская показало, что оно представлено слабоокатанными агрегатами, комковато-угловатой и пластинчатые формы (рис. 1).

По промышленной классификации золото преимущественно крупное (IV класс), большая часть веса приходится на зерна размером от 0,3 до 1,0 мм (рис. 2) [1].

Помимо размера и распределения веса по разным фракциям важным является параметр формы, который рассчитывается как отношение периметра золотины к длине окружности, вписанной в неё [2, 3]. Наибольшее количество значений параметра формы, рассчитанных по 22 зернам, оказались в интервале от 1,0 до 1,5 ед. (см. рис. 2). Комплекс морфологических особенностей позволяет отнести Николаевскую россыпь к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины.

Микронзондовый анализ золотин позволил установить, что в россыпи присутствует золото высокой пробы (среднее 994 ед.) (см. таблицу). Высокопробная кайма в золотилах имеет

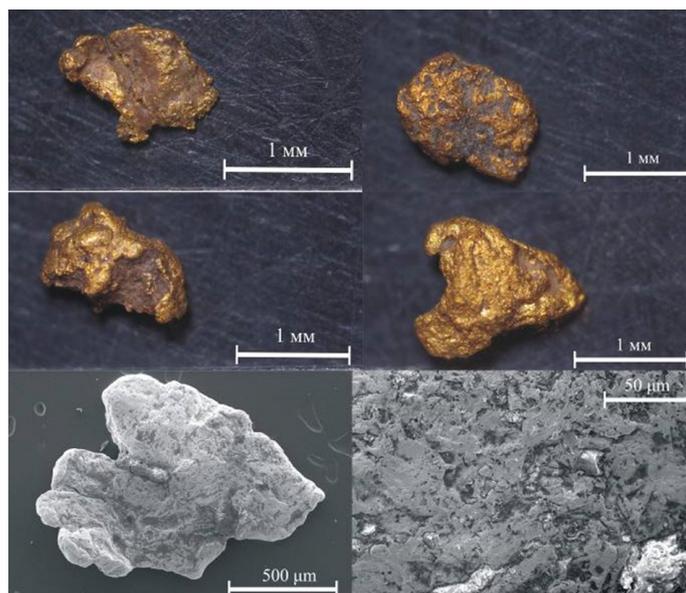


Рис. 1. Оптические и электронно-микроскопические фотографии типовых золотинок Николаевской россыпи

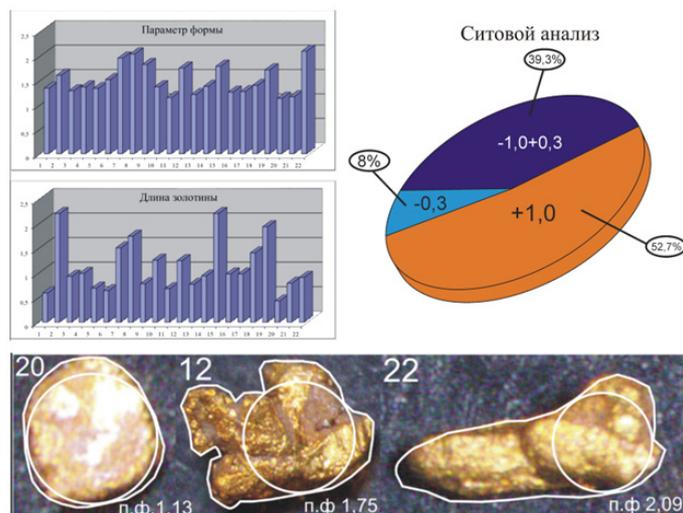


Рис. 2. Основные морфологические характеристики золота Николаевской россыпи. Составлено авторами

Таблица. Химический состав золота Николаевской россыпи (в вес.%)

№ золотины	№ анализа	Au	Hg	Ag	Сумма	Пробность
20 центр	26	97,97	0,35	0,75	99,07	992
20 край	27	98,80	0,24	0,68	99,71	993
21 центр	28	98,03		0,45	98,47	996
21 край	29	99,42		0,42	99,84	995

незначительные расхождения между содержаниями в центральной и краевой частях зерен, что свидетельствуют о малом времени нахождения в зоне гипергенеза.

Из элементов-примесей отмечается ртуть, содержания которой достигают 0,35 вес.% и платиноиды на грани чувствительности анализа. Это делает состав золота Николаевской россыпи схожим с составом золота других россыпей Уразовского поля [4].

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по темам № FMRS-2025-0014 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаков П. В., Салихов Д. Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). – Уфа : Гилем, 2006. – 288 с.
2. Петровский В. А., Сухарев А. Е. Морфология и состав обломочного золота из отработанных россыпей Кожимского района (Полярный Урал) // Инноватика и экспертиза. – 2018. – Т. 3, № 24. – С. 85–92.
3. Силаев В. И., Хазов А. Ф., Жарков В. А., Сокерин М. Ю., Филиппов В. Н. Геологическая информативность обломочного золота в современных речных отложениях (на примере Предуральского краевого прогиба) // Уральский геологический журнал. – 2013. – Т. 96, № 6. – С. 21–32.
4. Сначёв А. В. Геологическое строение, морфология и состав золота россыпи Террасовая-II (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. – 2021. – Т. 19, № 5. – С. 20–30. DOI: 10.17122/ngdelo-2021-5-20-30

Соловьев К. М.¹, Ковальская Т. Н.²

¹ФГБОУ ВО РГГРУ МГРИ, г. Москва

²ФГБНУ ИЭМ РАН, г. Черноголовка

СПОСОБЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ТИТАНА ИЗ МИНЕРАЛОВ ХИБИНСКОГО И АФРИКАНДСКОГО МАССИВОВ

В работе рассматривается проблема эффективности выделения титана. Цель работы – проведение микронзондового анализа пород и выделение Ti альтернативным методом из минералов Хибинского и Африкандского массивов.

Титан – один из тех металлов, которые используются в самых различных отраслях, поэтому его добыча является стратегически важной задачей для Российской Федерации. Основным способом получения титана является хлорирование ильменитовых и рутиловых концентратов, которые нередко приходится искусственно обогащать [3, 4], что часто бывает экономически затратно. Однако был разработан альтернативный и более эффективный способ выделения титана из титаносодержащих руд, который и будет рассмотрен далее.

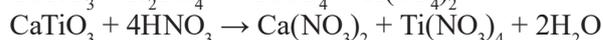
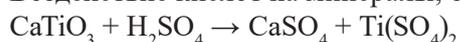
В работе описывается процесс проведения электронно-зондового микроанализа образцов титаносодержащих минералов Хибинского и Африкандского массивов Кольского полуострова (перовскит, титанит, титаномагнетит, астрофиллит) и эксперимент по выделению титана из исследуемых образцов альтернативным методом.

По результатам микронзондового анализа было выявлено, что наиболее титаносодержащим сырьем Кольского полуострова являются перовскит и титанит.

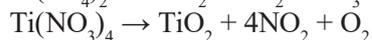
Процесс проведения эксперимента: измельчение образцов 4 минералов (титанит, перовскит, титаномагнетит, астрофиллит) в присутствии этилового спирта до мелкофракционного состояния, высушивание измельченных образцов в сушильном шкафу при температуре 90 °С, распределение четырех порошков (по 1 г от общей массы порошка 2 г) по 8 колбам (по две для каждого минерала), добавление реактивов (по 5 мл H₂SO₄ и HNO₃), выдерживание растворов при н.у. сроком 1 неделю, отделение осадка от растворов, выпаривание отделенных растворов, помещение выпаренной (сухой) смеси в алундовые тигли, добавление углерода в смеси в качестве восстановителя, прокаливание смесей при температуре 1000 °С (время воздействия – 3 часа), охлаждение полученной смеси с титаном, отделение полученного титана путем фильтрации осадка и промывания водой, определение массы полученного титана.

Используемая методика (составлено автором, по [1, 2]) выделения титана на примере перовскита:

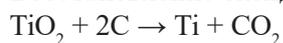
Воздействие кислот на минералы, образование нитратов и сульфатов титана.



Получение оксида титана при термическом разложении сульфатов и нитратов титана ($T > 1000$ °C).



Восстановление оксида титана углеродом до чистого титана.



Отделение полученного титана путём фильтрации.

По результатам проведенного эксперимента, выход чистого титана, выделенного представленным способом, от изначального количества образца составил 40–45 %, в то время как выход титана, произведенного методом хлорирования, составляет до 35 % (см. таблицу).

По последним данным геологоразведки, Африкандское месторождение является одним из крупнейших в мире источником титаносодержащего сырья, поэтому имеет огромный потенциал для разработки в целях выделения титана и редкоземельных элементов.

В ходе работы было доказано, что из минералов Хибинского и Африкандского массива возможно произвести выделение титана, определены наиболее титаносодержащие минералы Кольского полуострова, определена методика выделения титана из минералов Хибинского и Африкандского массива, успешно проведен опыт по выделению титана представленным способом и установлены перспективы разработки титаносодержащих месторождений Кольского полуострова для промышленности.

Таблица. Соотношение масс выделенного титана к исходной массе образца (составлено автором)

Образец	Исходная масса до воздействия реактивов, г	Масса выделенного титана после воздействия HNO_3 , г	Масса выделенного титана после воздействия H_2SO_4 , г
Титаномагнетит	1	0,0398	0,0238
Титанит	1	0,804	0,0597
Перовскит	1	0,1487	0,1318

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амелина Г. Н., Жерин И. И. Частные реакции титана. – Томск : Томский политехнический университет, 2018. – 21 с.
2. Артеменков А. Г., Герасимова Л. Г., Бычяня Ю. Г., Кузнецова Е. В. Кислотное разложение перовскита в реакторе с погружёнными электродами // Труды Кольского научного центра РАН. Серия : технические науки. – Апатиты : Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья имени И. В. Тананаева, 2023. – № 1. – С. 85–87.
3. Мостерт Г. Я. Способ получения тетрахлорида титана // Патент Англо-Америкэн корпорейшн оф Саут Африка Лимитед (ZA) RU 2 062 256 C1, 20.06.1996.
4. Сырокомский В. С. Способ получения четыреххлористого титана // Патент C01G23/02, 30.09.1930.

Сомов Н. А.

ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ И РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЙ АЛМАЗОВ В СОСТАВЕ ОСАДКОВ ДОЛИННЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕК ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

В различные годы в пределах Оленекского поднятия и на сопредельных территориях было проведено множество поисковых работ на выявление коренных источников алмазов: Николаев Л. И. (1980–1983 гг.), Белик Ю. П. (1981–1985 гг.), Тихогласов С. А. (1983–1986 гг.), Тамбовцев А. А. (1983–1988 гг.), Граханов С. А. (2006–2008 гг., 2007–2010 гг.), Мухамедьяров М. Г.

(2015–2018 гг.) и др. Однако это не привело к открытию коренных источников. В пределах изучаемой территории известны многочисленные россыпи и россыпепроявления алмазов в долинных осадках современных рек.

В связи с этим проанализированы материалы ретроспективных данных для выделения участков, в пределах которых могла бы происходить мобилизация алмазов с последующим их разносом в россыпи и россыпепроявления долинных комплексов современных рек.

Нами проводился анализ геологических разрезов, проходящих через долины современных рек Оленекского поднятия, в котором особое внимание уделялось петрографическому составу обломочного материала, гранулометрическому составу осадков, составу подстилающих коренных отложений, мощности перекрывающих четвертичных образований и их генетическому типу, особенностям строения современных речных долин (форма) и др.

Выделение положения участков возможной мобилизации алмазов возможно за счет понимания процессов формирования долинного комплекса современных рек.

Наличие ледникового покрова и связанных с ним флювиогляциальных отложений отмечалось в отчетах А. А. Тамбовцева (1986) при проведении ГСР–50, аналогичного мнения придерживается и С. А. Тихогласов (1985), проводивший поисковые работы в пределах Оленекского поднятия. По их данным, четвертичные отложения перекрывают водораздельные пространства, склоны и днища водотоков. В основании обычно залегает грубообломочный материал: гравийно-галечный с валунами, заполнителем служит глинистый песок, мощность отложений – первые метры. Верхняя часть разреза представлена тонкодисперсным материалом, мощность также составляет первые метры (рис. 1). Отмечено, что гравий, галька и валуны в большинстве своем представлены обломками местных пород, редко встречаются экзотические обломки. Сравнительный состав грубокластических образований русловых, пойменных и террасовых отложений современных водотоков по многим параметрам показывает значительное их сходство. По мнению С. А. Тихогласова, большая часть описываемых отложений является как бы вложенными в склоны долин и ориентированными вдоль простирания долин современных водотоков. Россыпепроявления алмазов появляются в составе современных аллювиальных отложений в основном на участках, где идет размыв грубообломочных четвертичных (флювиогляциальных) отложений (2) [3].

Долины современных рек имеют меньшие размеры (ширину) днища, чем палеодолины (в среднем на первые сотни метров). Границы палеодолин по ширине проводятся по распространению галечников (см. рис. 1). Границы днища долин современных рек проводились по ряду признаков: по материалам топографических карт, карт теневого рельефа, по распространению тонкодисперсных осадков (по разрезам) и др.

Гранулометрический состав долинных комплексов рек может говорить о мощнейших потоках водных масс в период дегляциации территории (перенос грубообломочного материала на десятки километров), а также о весьма ограниченном переносе обломочного материала современными реками (тонкодисперсный материал), т. е. отмечается несоответствие гранулометрического состава флювиогляциальных отложений и современного аллювия. Наличие МИК и алмазов в современном аллювии в непосредственной близости от размыва грубообломочного



Рис. 1. Пример разреза долины реки Сололи в пределах Оленекского поднятия

материала также доказывает тезис о слабом переносе материала современными реками. Стоит отметить, что находки МИК и алмазы чаще всего характерны для современных речных долин, имеющих трапецевидную, реже корытообразную форму.

Ранее предшественниками при опробовании долинного комплекса современных рек было отмечено преобладание кристаллов I, реже V и VII морфогенетических типов по классификации Ю. М. Орлова, причем количество последних уменьшается с севера на юг. Коренные источники алмазов V и VII разновидностей, которые давали бы такие большие процентные содержания в современных россыпях (до 25–30 %) на сегодняшний день неизвестны [1]. Однако находки V и VII разновидностей алмазов известны в отложениях рэтского и карнийского ярусов верхнего триаса в северной части Оленекского поднятия и на побережье моря Лаптевых и не известны в коллекторах палеозойского возраста [4].

Помимо алмазов, в ретроспективных данных отмечаются скопления ореолов рассеяния МИК в большинстве своем на восточном склоне Оленекского поднятия в долинных комплексах современных рек, которые, с нашей точки зрения, уместнее называть ареалами, так как они отражают лишь фоновые содержания (имеют характер общего заражения). Их поступление в долинные комплексы современных рек мы связываем с размывом галечников.

Таким образом, ареалы рассеяния МИК можно считать полиинтегральными, а многочисленные россыпи и россыпепроявления алмазов Сололийского поднятия – полигенными, т. е. имеющими разные коренные источники [2].

В ходе изучения материалов было выделено три основных предполагаемых канала катастрофических спусков временных ледниковых озер, по которым транспортировался грубообломочный материал, в т. ч. МИК и алмазы (рис. 2).

Первый канал – бассейн р. Сололи, с возможным началом в р. Дебенгде. Продолжение долины на бассейн реки Дебенгде носит предположительный характер, так как по геоморфологическим признакам канал не прослеживается. Однако стоит отметить распространение палеоледниковых озер и отсутствие алмазов в бассейне р. Дебенгде в среднем и нижнем течении (после резкого изменения направления реки с запада-востока на север-юг) и аккумуляции алмазов именно в верхнем течении реки. Объяснить такое явление возможно наличием ледяной прегра-

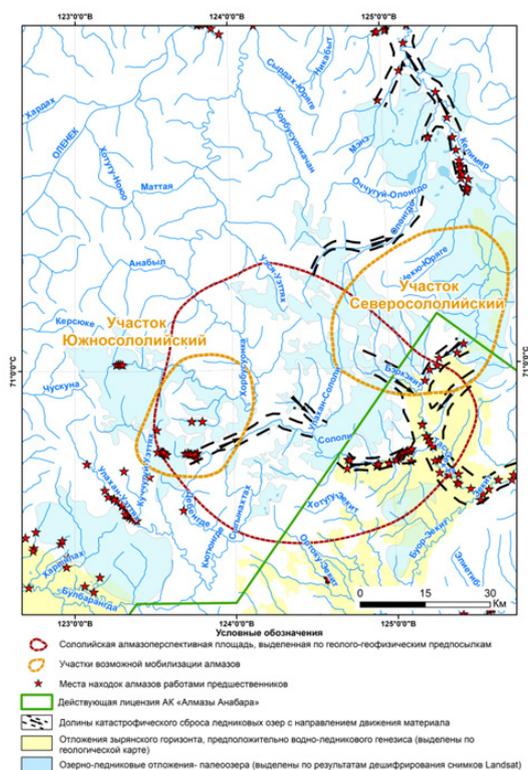


Рис. 2. Схема расположения участков возможной мобилизации алмазов в пределах Оленекского поднятия с указанием направлений перемещения обломочного материала (в т. ч. и алмазов)

ды именно в месте поворота реки, вследствие чего палеодолина устремила сброс материала в северо-восточном направлении (данный вывод носит предположительный характер и требует проверки в полевых условиях).

Вторая и третья палеодолины картируются весьма уверенно как по минералогическим, так и по геолого-геоморфологическим данным (дешифрирование космических снимков, топографических основ, карт теневого рельефа, снимков LandSat, построение многочисленных разрезов по материалам работ предшественников) – долины рек Беркякит–Тас-Эекит и рек Олонгдо–Келимяр.

Современные долины рек дистанционно прослеживаются (визуализируются) с помощью снимков теневого рельефа. Выделенные границы практически повсеместно совпадают с рельефом на топографических картах. Определение границ (ширины) долины катастрофического спуска ледниковых озер исходя из современной гипсометрии достаточно затруднено. Это связано с тем, что грубообломочный материал зачастую перекрыт тонкодисперсными осадками, сформированными на конечных этапах дегляциации территории, когда прекратилось формирование гигантских потоков воды. В связи с этим границы развития осадков долины катастрофического сброса палеоледниковых озер определяются по распространению галечников. Это отображается на поперечных геологических разрезах долин (см. рис. 1).

Все без исключения палеодолины берут свое начало от участков развития палеоледниковых озер (см. рис. 2), а находки МИК и алмазов (как уже было отмечено ранее) в основном характерны в местах распространения галечников (водно-ледниковый генезис), но не свойственны для отложений озерно-ледникового генезиса. В северной части (бассейн р. Келимяр), по материалам съемочных отчетов, галечники также присутствуют, но их фрагментарная распространенность не позволяет показать их в масштабе карты. Указанные выше факты доказывают представление о сбросе огромных потоков воды по долинам стока талых ледниковых вод с древних ледниковых озер: реки Сололи, Тас-Эекит, Келимяр и др.

Таким образом, предложенная модель формирования осадков долинных комплексов рек Оленекского поднятия позволяет наметить участки возможной мобилизации алмазов. При выделении этих участков были использованы следующие критерии:

- наличие ледниковых временных палеоозер, которые могли являться источником колоссальных объемов воды, способных перемещать обломочный материал, а в его составе алмазы и МИК на десятки километров от места их мобилизации (дальний перенос материала);
- наличие грубообломочных галечников в составе долинных комплексов рек, его петрографический состав для установления примерного направления и расстояния переноса материала, установление долин сброса катастрофических масс воды;
- факты появления алмазов в русловых отложениях рек после пересечения ими участков развития палеоозерных осадков и отсутствия алмазов до пересечения этих осадков.

Первый участок – Южносололийский (575 км²), второй – Северосололийский (1225 км²). Именно эти два участка можно рассматривать как возможные участки мобилизации алмазов с последующим их переносом в долинные комплексы современных рек (см. рис. 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Елисеев А. П., Надолинный В. А., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Рылов Г. М., Томиленко А. А., Горяйнов С. В., Юрьева О. П., Сонин В. М., Чепуров А. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова) // Вестник Воронежского гос. ун-та. – 2000. – № 5(10). – С. 79–97.
2. Голубев Ю. К., Голубев С. Ю., Колесникова Т. И., Сомов Н. А. Опыт оценки направлений и дальности переноса алмазов в россыпи Оленекского поднятия в Якутии : сборник тезисов и докладов XIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М., 2024. – С. 93–96.
3. Голубев Ю. К., Прусакова Н. А., Лукьянова Л. И. Опыт выявления возможных коренных источников алмазных россыпей Арктической зоны Якутии // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 54–67.

4. Граханов С. А., Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Соболев Н. В. Алмазоносные туфогенно-осадочные породы триаса арктической зоны Сибири // Геология и геофизика. –2022. – Т. 63, № 4. – С. 550–578.

Tashkulov A. A.

Tashkent State Technical University, Uzbekistan

CREATION OF AN INTELLIGENT INFORMATION AND ANALYTICAL SYSTEM FOR MANAGING THE PROCESSES OF TRANSPORTING ROCK MASS IN QUARRIES BY ROAD

It is known that the production processes at our fields are not automated, and there are no automated information systems in the quarries. It is extremely important that the activities of a modern mining enterprise be carried out on the basis of modern information systems. First of all, automated accounting of the volume of rock mass export by road and rail transport will be established. All production indicators will be displayed on the on-board displays of mining equipment managers and operators. Information will be received on the number of vehicles used and the reasons for the stops. One of the important aspects is the complete quality control of the ore. The condition of fuels and lubricants, tires and aggregates used for mining equipment will also be established, as well as the issuance of reports on violations of working rules. In addition, an important achievement of the system is the display of quarry work in the database of Google Maps, Bing Maps, Open Street Maps and other existing electronic maps. Information on the maintenance and repair of mining equipment is also a key factor in process management [1].

All project documents have a legal basis, project integrity and data reliability, compatibility of developments with existing technologies, modeling of software and hardware, easy integration with existing networks, ensuring information security and data confidentiality.

It is necessary to organize a dispatch center, install equipment, perform installation and commissioning, establish a data transmission network, install software products of on-board devices and perform a number of works, such as:

- ensuring the timely arrival of vehicles for transporting rock mass in quarries, formulation of the theory of automated control of vehicle traffic optimization, digitalization of general mining equipment and organization of management based on analytical data;
- taking into account all the equipment and the human factor involved in the transportation of rock mass in quarries by road, through the creation of an intelligent information and analytical system, to increase the efficiency of the shift, daily and annual productivity of the mining enterprise and ensure control and management of the continuity of transportation at the next stage;
- development of information analysis by geologists and surveyors on the loading of rock mass on transport in the quarry, operational planning of work to ensure continuity between road, rail and conveyor transport directly involved in the process of transporting rock mass in the quarry;
- development of information analysis of repair schedules, taking into account possible stops during car repairs, as well as preparation for the processing of repair requests.

For example, the creation and installation of system devices on a multi-ton dump truck is supposed to be carried out in two shifts [2]. Upon completion of each stage of the system implementation, actions will be carried out to inform the customer and determine further tasks.

REFERENCES

1. Hossein A, Transportation system selection in open-pit mines (TruckShovel and IPCC systems) based on the technical, economic, environmental, safety, and social (TEcESaS) indexes, 2020, page 29
2. Miri Weiss Cohen, Vitor Nazário Coelho, Open-Pit Mining Operational Planning using Multi Agent Systems, 2021, page 1681

Тихомиров Д. В., Голич А. Н., Молчанов В. П.
ФГБУН ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток

УГЛЕРОДИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПРИМОРЬЕ)

На юге Дальнего Востока России выявлен новый перспективный тип источников стратегических и критически важных металлов (титана, золота, платины и т. д.) – комплексные руды и россыпи, пространственно и генетически связанные с позднемезозойскими синорогенными интрузиями ультрабазитов Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Примером тому может послужить Ариадненский массив ультраосновных пород.

Изученный массив расположен у одноименного села в бассейне среднего течения р. Малиновка, входящей в систему водосбора р. Уссури (правый приток р. Амур). Юго-западная часть интрузива сложена ультраосновными породами первой фазы – перидотитами и оливиновыми пироксенитами, постепенно переходящими к центру в ильменитовые и амфиболовые габбро. На северо-востоке интрузии преобладают диориты, монцодиориты и сиениты второй фазы. Ко второй фазе отнесены также немногочисленные, маломощные дайки диабазов, сиенитов, трахибазальтов и умеренно-щелочных пикритов в интрузии первой фазы и во вмещающих массив роговиках, а также своеобразные дайки флюидоэксплозивных брекчий умеренно-щелочных пикритов, приуроченные к юго-восточному экзоконтакту плутона [3].

Отличительной чертой ультраосновных пород Ариадненского массива является присутствие золото-платиновой минерализации, а также довольно высокая степень углеродизации (до 1,0 мас.%). Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить углеродистое вещество ультрабазитов, а точнее – изотопный состав его углерода.

Определение золота в пробах осуществляли методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА) на разработанной в Институте химии ДВО РАН установке [5].

Изотопный анализ углерода в магматических породах выполнен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [1]. Воспроизводимость метода составляет $\pm 0,1$ ‰.

Для выяснения природы рудного вещества партия проб ультраосновных пород с повышенными концентрациями Au (свыше 1,0 г/т) прошла обогащение флотационным методом. При этом в качестве вспенивателя использовали сосновое масло, а в качестве собирателя – длинноцепочечный амин. Установлено, что в пенном продукте значения $\delta^{13}\text{C}$ меняются в пределах от -24,1 до -26,6 ‰, что близко к изотопным отношениям в углеродсодержащих терригенных породах юга Дальнего Востока, укладываясь в рамки значений биогенного углерода [4]. Изотопные характеристики $\delta^{13}\text{C}$ углерода камерного продукта, где концентрируются минералы благородных металлов, сдвинуты в область низких значений $\delta^{13}\text{C}$ (от -13,2 до -15,9 ‰), соответствующих мантийному источнику или частично контаминированному мантийному источнику углерода [2].

Полученные данные по изотопии углерода ультрабазитов позволяют полагать, что в формировании сингенетичной им рудной минерализации участвовали по меньшей мере два изотопно-контрастных источника: флюиды мантийного происхождения и осадочные породы с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -13,2 до -26,6 ‰) отражают различный вклад биогенного углерода [4]. В любом случае одним из главных поставщиков углерода при формировании рудного вещества Ариадненской интрузии были глубинные флюидные потоки. Дополнительное их обогащение рудными компонентами произошло в результате взаимодействия с коровыми породами, обогащенными органическим веществом. Ассоциация углеродистого вещества и благородных металлов в ультрабазитах – производная этих процессов – может служить в качестве поискового критерия для обнаружения промышленно-перспективных источников стратегических металлов.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (<https://rscf.ru/project/23-17-00093>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Веливецкая Т. А., Игнатъев А. В., Рейзе М. В., Кияшко С. И. Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // Масс-спектрометрия. – 2006. – Т. 3, № 3. – С. 169–174.
2. Галимов Э. М., Миронов А. Г., Жмодик С. М. Природа углеродизации высокоуглеродизированных пород Восточного Саяна // Геохимия. – 2004. – № 4. – С. 355–360.
3. Ханчук А. И., Молчанов В. П. Рудоносность позднемезозойского Ариадненского массива ультрабазитов, базитов и гранитоидов (Сихоте-Алинский орогенный пояс) // Тихоокеанская геология. – 2023. – Т. 42, № 6. – С. 5–19. DOI: <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2023-42-6-5-19>.
4. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Berlin, Springer, 2015. – 402 p.
5. Ivannikov S. I., Markin N. S., Zheleznov V. V. Nuclear Technology and Radiation Protection. 2021. V. 36, № 1. P. 12–17. DOI: <https://doi.org/10.2298/NTRP201217005I>.

Фан Т. Х.

Ханойский горно-геологический университет Вьетнам

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА МЕДНОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ В РАЙОНЕ КОН ЛОНГ, ВЬЕТНАМ

Область исследования расположена в районе Кон Лонг, находящемся в центральной части Вьетнама. Этот регион характеризуется сложным геологическим строением и обладает потенциалом для нахождения здесь месторождений медных руд. Для оценки потенциала меднорудных месторождений были спроектированы два профиля электрического зондирования методом поляризационного сопротивления (Pole–Dipole), пересекающие зону медной минерализации и коренные медные рудные тела. На каждом из двух профилей были размещены по две контрольные скважины (рис. 1).

Результаты обработки и анализа метода поляризационного электрического зондирования по профилю 1. Результаты по профилю 1 включают построение разреза удельного электрического сопротивления, разреза значений поляризации и создание геофизико-геологического разреза, который разделяет область на 4 зоны с различными физическими свойствами (рис. 2):

Зона 1: от начала профиля до колышка -250. Эта зона характеризуется относительно высоким удельным сопротивлением (> 300 Ом·м) и относительно низкой поляризацией (< 15 мВ/В). Согласно геологическим данным, на поверхности эта зона, вероятно, состоит из сланцев.

Зона 2: от колышка -250 до колышка 450. Эта зона имеет низкое до крайне низкого удельное сопротивление (ширина зоны около 700 м) с хаотичной поляризацией. Это, вероятно, зона интенсивного разрушения и выветривания. Внутри этой зоны существует высокая аномалия

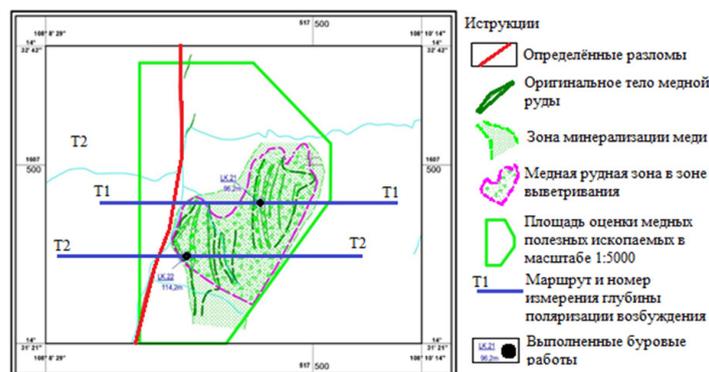


Рис. 1. Схема распределения профилей поляризационного электрического зондирования в районе Кон Лонг, Вьетнам

поляризации, которая может быть связана с зоной минерализации на участке от колышка -50 до колышка 150 на глубине около 70 м. В этой зоне выделяются две подзоны с высоким сопротивлением ($> 500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и низкой поляризацией ($< 12 \text{ мВ/В}$). Подзона 1 расположена от колышка 150 до колышка 400, простирается от поверхности до глубины около 130 м. Подзона 2 расположена на глубине примерно от 200 до 350 м, от колышка -200 до 250 (ширина зоны около 450 м). Это, вероятно, отражает гранитный массив, который остается компактным.

Зона 3: от колышка 450 до колышка 1250. Эта зона характеризуется низким до среднего удельным сопротивлением, варьирующим от нескольких десятков $\text{Ом}\cdot\text{м}$ до $300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, и относительно высокой поляризацией ($> 20 \text{ мВ/В}$). Ширина зоны составляет около 800 м. Вероятно, эта зона связана с минерализованной зоной, глубина которой достигает около 320 м. Внутри этой зоны существует область с высоким сопротивлением ($> 500 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и низкой поляризацией ($< 12 \text{ мВ/В}$) от колышка 500 до 1000 на глубине от 50 м до примерно 110 м, что может указывать на гранитный массив, остающийся компактным.

Зона 4: от колышка 1250 до конца профиля. Эта область имеет относительно высокое и стабильное удельное сопротивление (в основном $< 200 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) с минимальными изменениями значений поляризации (от 5 до 12 мВ/В). На большой глубине эта зона плавно наклоняется в сторону начала профиля и, вероятно, также отражает гранитный массив, который остается компактным.

Результаты обработки и анализа метода поляризационного электрического зондирования по профилю 2. Результаты по профилю 2 включают построение разреза удельного электрического сопротивления, разреза значений поляризации и создание геофизико-геологического разреза. Этот разрез разделяет область на 4 зоны с различными физическими свойствами (рис. 3):

Зона 1: от начала профиля до колышка -300. Эта зона характеризуется относительно высоким удельным сопротивлением ($> 300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и относительно низкой поляризацией ($< 15 \text{ мВ/В}$). Согласно геологическим данным, на поверхности эта зона, вероятно, состоит из сланцев.

Зона 2: от колышка -300 до колышка 50. Эта зона имеет низкое до крайне низкого удельное сопротивление (ширина зоны около 350 м) с хаотичной поляризацией. Это, вероятно, зона интенсивного разрушения и выветривания. В этой зоне существует высокая аномалия поляризации, которая простирается от поверхности до глубины около 200 м и, возможно, связана с зоной минерализации.

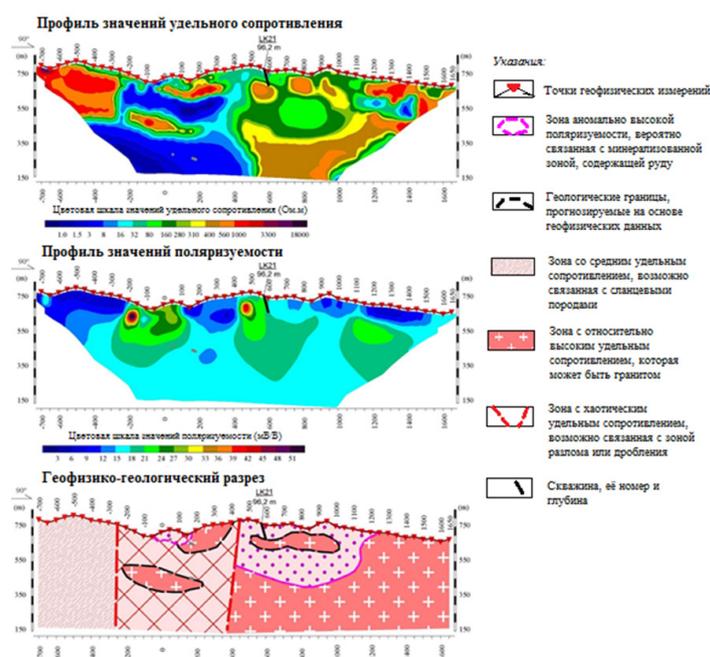


Рис. 2. Результаты поляризационного электрического зондирования по профилю 1, район Кон Лонг, Вьетнам

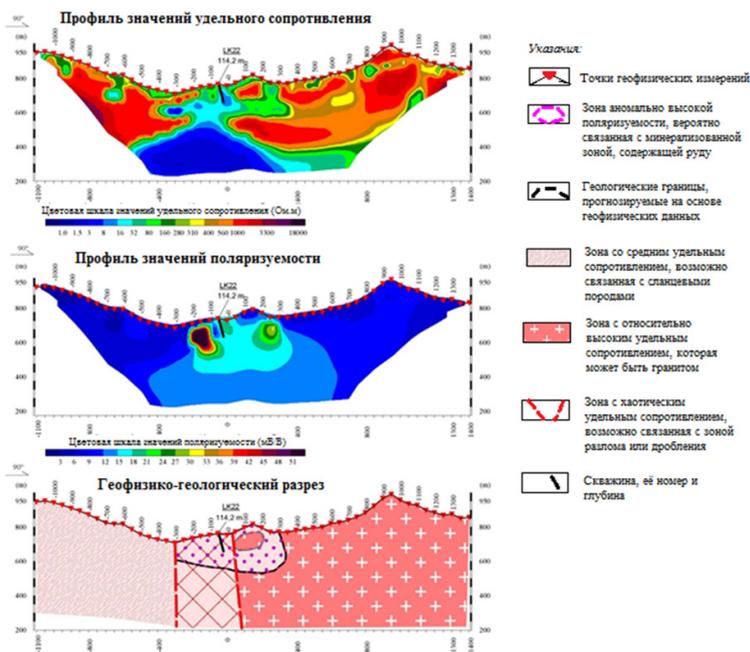


Рис. 3. Результаты поляризационного электрического зондирования по профилю 2, район Кон Лонг, Вьетнам

Зона 3: от колышка 50 до колышка 300. Эта зона характеризуется средним удельным сопротивлением, варьирующимся от нескольких десятков до 300 Ом·м, и относительно высокой поляризацией (> 20 мВ/В). Ширина зоны составляет около 250 м. Предполагается, что эта зона связана с зоной минерализации, глубина которой достигает около 270 м. В этой зоне существует область с высоким сопротивлением (> 500 Ом·м) и низкой поляризацией (< 12 мВ/В) от колышка 50 до колышка 200 на глубине от 50 м до примерно 110 м, что может указывать на гранитный массив, остающийся компактным.

Зона 4: от колышка 300 до конца профиля. Эта область имеет относительно высокое и стабильное удельное сопротивление (в основном > 200 Ом·м) с минимальными изменениями значений поляризации (от 5 до 12 мВ/В). Это, вероятно, также отражает гранитный массив, который остается компактным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доброхотова И. А., Новиков К. В. Электрорастворение. Учебное пособие. – М. : РГГРУБ, 2009. – 53 с.
2. Иванов А. А., Новиков П.В., Новиков К. В. Электрорастворение. Учебное пособие. – М. : МГРИ, 2019. – 80 с.
3. Loke M. H. (2002) 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. – URL : www.geoelectrical.com

Чепурнов И. А.

ФГАОУ ВО «ЮФУ», г. Ростов-на-Дону

СКАРНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ДАЕК ЧАЙ-УРЬИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Пространственная и генетическая связь даек и оруденения – важная составляющая геолого-генетических моделей многих месторождений золота. Разновидностью данных объектов являются месторождения «дайкового типа», широко развитые на Северо-Востоке России. Сре-

ди них встречаются полностью минерализованные дайки, представленные метасоматитами с золото-сульфидной вкрапленностью и штокверко-прожилковой золото-кварцевой минерализацией. К таким телам относятся дайки Утинского месторождения, Пятилетка, Фрунзе, Токай, Штурмовская и др. [1], а также золотоносные дайки объекта наших исследований – Чай-Урьинского месторождения.

Чай-Урьинское месторождение расположено в Сусуманском городском округе Магаданской области, локализовано к юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы и приурочено к сочленению двух региональных структур: Аян-Юрхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория, разделенных Урьинской зоной разломов. На месторождении установлено несколько рудных зон, наиболее значимыми из которых являются зоны «Шахтная», «Верхний Власыч», «Нижний Власыч», «Фролыч». Промышленная разработка рудного золота ведется в пределах зон «Шахтная» и «Верхний Власыч». Рудные тела представлены сериями ветвящихся, часто пересекающихся крутопадающих даек диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров поздне-юрского нера-бохапчинского комплекса, интенсивно измененных метасоматическими процессами.

Золотоносность диорит-порфиритовых даек Чай-Урьинского месторождения описывается разными моделями, в которых нет четкости в определении генетической связи оруденения с определенным типом метасоматоза [3, 4]. Предыдущими исследователями установлено, что в пределах Чай-Урьинского месторождения вмещающие породы претерпели региональные метаморфические изменения зеленосланцевой фации, на которые наложены гидротермально-метасоматические процессы в связи с проявлением кислого магматизма в поздней юре. Первичный состав рудоносных даек часто устанавливается только по реликтовым структурам, а сами дайки почти нацело сложены вторичными минералами (хлорит, серицит, кварц, карбонат). Наиболее распространены представления о максимальной концентрации золота, приуроченной к кварцевым жилам и прожилкам лестнично-штокверкового типа, в зонах березитизации. Однако в процессе полевых работ на данном месторождении нами были обнаружены признаки контактово-метасоматических процессов в рудоносных дайковых телах.

Цель настоящих исследований – уточнение состава золотоносных метасоматитов в эндоконтактах дайковых рудных тел зоны «Шахтная».

Методика исследований включала полевые поисковые работы на рудное золото в пределах Чай-Урьинской перспективной площади, геологическое исследование эксплуатируемого Чай-Урьинского месторождения золота. Из главного рудного тела зоны «Шахтная» были отобраны образцы, характеризующие основные разности измененных диоритовых пород. Проведенные автором лабораторные исследования включали петрографическое описание шлифов и минералогический анализ аншлифов из зон сульфидной минерализации. Обобщение результатов исследований проводилось с использованием данных фондовой и опубликованной литературы по геолого-генетическим моделям месторождений Яно-Колымского золоторудного пояса.

В результате проведенных исследований получены следующие данные.

Золоторудная зона «Шахтная» вскрыта по простиранию в стенке карьера и представлена в различной степени измененными порфировидными гипабиссальными породами среднего состава в виде сложно ветвящегося тела и остатками вмещающих осадочных пород в виде маломощных полос (до первых метров) черных углеродистых аргиллитов с прослоями известковистых алевролитов (рис. 1). Магматические образования рудоносной разветвлённой дайки отнесены к диорит-порфиритам [2], в которых сохранились реликты породообразующих минералов: сосюритизированный андезин (около 60 %), хлоритизированные роговая обманка и ромбический пироксен (до 40 %), а также зерна кварца (не более 5 %). Порфиновые вкрапленники сложены таблицами плагиоклаза.

В дайковых телах максимальные концентрации золота приурочены к зонам дробления на участках интенсивного окварцевания и развития разноориентированных кварцевых и карбонатно-кварцевых прожилков с вкрапленной рудной минерализацией. Количество рудных минералов обычно не превышает 3–5 %, увеличиваясь с повышением степени окварцевания до 7–10 % объема пород. Среди рудных минералов преобладают пирит, арсенопирит, реже отмечается пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, иногда тетраэдрит, буланжерит. Распределение

золота в зонах окварцованных диорит-порфиров неравномерное, содержания колеблются от 1 до 14 г/т. Видимое золото образует прожилковидные выделения в кварце, мощностью от первых миллиметров до 1,5 см, а также встречается в виде мелких изометричных зерен (размером от 1 мм и менее) или гнездообразных скоплений (до 5 см в поперечнике).

Новообразованные метасоматические минералы могут составлять до 40 % общего объема пород. Они представлены пятнистыми и прожилковидными выделениями неправильной формы с извилистыми очертаниями, метазернами, гранобластами, каёмками, псевдоморфозами.

Процессы сосюритизации и хлоритизации затрагивают все зоны диоритового тела и связаны с аутометасоматозом ранней послемагматической стадии.

Помимо общего постмагматического аутометасоматического преобразования диорит-порфиров в дайковом теле интенсивно проявлены более поздние метасоматические образования. Так, вся основная масса рудоносных пород карбонатизирована; причем интенсивность карбонатизации возрастает в ветвящихся дайковых телах на контакте с углеродистыми аргиллитами, содержащими прослой известковистых алевролитов и песчаников. Карбонат представлен кальцитом, в зонах развития которого наблюдается новообразованный моноклинный пироксен в виде гранобластовых выделений и их скоплений (в поперечнике от 0,1 до 2 мм), а также прерывистых извилистых прожилков, мощностью до 0,5 мм (рис. 2 а, б). Интересной особенностью рудоносных метасоматитов является новообразованный графит. Графит (см. рисунки 1, а и 2 в, г) представлен тонкими извилистыми, прерывистыми прожилками (толщиной 0,01–1 мм), ме-

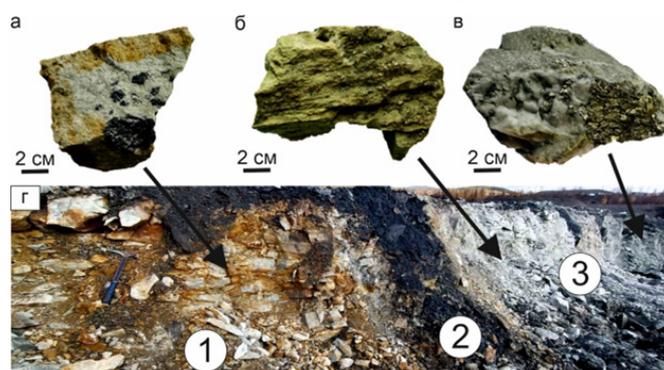


Рис. 1. Фрагмент разреза зоны «Шахтная» в стенке карьера (ширина кадра 10 м):

в верхней части рисунка образцы руд (а – скарнированный диорит-порфирит с черными гнездами графита, б – кварцевый метасоматит с вкрапленностью сульфидов, в – метасоматически измененный диорит-порфирит с кварцевыми прожилками и гнездами сульфидов); г – рудоносная дайка (1 – метасоматически измененные диорит-порфириты, 2 – реликты вмещающих углеродистых аргиллитов с прослоями известковистых алевролитов, 3 – кварцевые метасоматиты с рудной минерализацией)

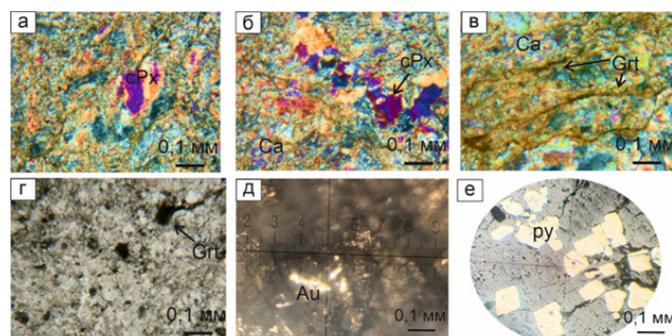


Рис. 2. Микрофотографии шлифов (а–г) и аншлифов (д–е):

а – метазерно моноклинного пироксена (никколи скрещены); б – извилистый прожилок моноклинного пироксена гранобластовой структуры (никколи скрещены); в – тонкие прожилки графита (никколи скрещены); г – метазерна графита (никколи параллельны); д – просечки самородного золота в графите из скарнированного диорит-порфирита; е – вкрапленность пирита в кварцевом прожилке. Минералы: cPx – пироксен, Ca – кальцит, Grt – графит, Au – самородное золото, py – пирит

тазернами (до 0,1 мм) и гнездами (до первых сантиметров). В ассоциации с графитом минералогическим анализом были обнаружены единичные просечки самородного золота (см. рис. 2, д). В экзоконтактах даек отмечались находки гранатов. Описанные минеральные образования впервые выделены автором и, вероятно, связаны с процессами скарнирования.

Наиболее богатые участки рудоносных даек представлены сульфидизированными кварцевыми и серицит-кварцевыми метасоматитами (см. рис. 2, е), к которым приурочены «паукообразные» жильно-прожилковые выделения кварца с кальцитом, вкрапленным мышьяковистым пиритом, арсенопиритом и самородным золотом. Золотоносные штокверки связываются с последней стадией гидротермального процесса и метасоматических преобразований вмещающих дайковых тел.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Зона «Шахтная» Чай-Урьинского месторождения может быть описана моделью месторождения золота «дайкового типа», в которой рудными телами являются сами дайки.

2. Золотоносные дайки диорит-порфиринов претерпели неоднократные преобразования: автометасоматоз, предрудный контактовый метасоматоз, дробление и катаклаз, гидротермальный рудный метасоматоз.

3. На контактах дайковых интрузий и вмещающих осадочных пород в зоне «Шахтная» автором впервые обнаружено предрудное скарнирование, максимальное проявление которого наблюдалось в маломощных ветвях даек на участках их чередования с известковистыми разностями углеродистых терригенных пород.

4. Скарнированные ветви даек являлись благоприятной средой для образования тектонически ослабленных зон и проникновения гидротермальных рудных растворов с формированием катаклазитов, кварцевых метасоматитов и жильно-штокверкового оруденения золото-кварцевой малосульфидной формации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н. А. Дайки и золотое оруденение: генетическая или парагенетическая ассоциация? // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2005. – № 1. – С. 36–43.
2. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд-е 2-е переработанное и дополненное. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
3. Петухов В. В., Родионов В. И., Журавлев В. Г. Отчет: Поисковые работы в пределах Чай-Юрьинской перспективной площади в 1997–2002 гг. – Магадан : ОАО «Геометалл», 3 кн. – 328 с.
4. Малевич И. В. Отчет: Производство геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади Чай-Урьинская ГСП за 1993–1998 гг. – Магадан : Государственное предприятие «Магадан геология». – 85 с.

Чепурной Е. А.

ФГАОУ ВО «ЮФУ», г. Ростов-на-Дону

ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ПИРИТА ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА НА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКАХ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. СОЛОГУ-ЧАЙДАХ (ЗЕЙСКИЙ РАЙОН, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

При поисках золоторудных объектов эффективно используются типоморфные признаки минералов, являющихся потенциальными спутниками золота. Одним из таких минералов-индикаторов сложных и длительно развивающихся рудных процессов является пирит [1]. Особенности формирования рудогенного (золотоносного) пирита невозможно понять без изучения свойств ранней пиритизации, формирующейся на предрудных стадиях и этапах, а также во внешнем ореоле рудных зон на уровне рудных полей.

Объектом наших исследований являлись пиритизированные метаморфические и магматические породы, развитые в бассейне р. Сологу-Чайдах на участках, перспективных на рудное золото. Территория расположена в пределах юго-восточной части Станового хребта в Зейском районе Амурской области и приурочена к зоне сочленения Алданского кристаллического массива и Становой складчато-блоковой области. В металлогеническом отношении рассматриваемая площадь соответствует Сологу-Чайдахскому золоторудному полю, выделяемому в пределах Купури-Майского золото-серебряного рудного узла Становой провинции Монголо-Охотского золотоносного пояса.

Главные перспективы Сологу-Чайдахского рудного поля связаны с проявлениями коренного золота, сформированными в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации, определившей образование большинства промышленных плутоногенно-гидротермальных золоторудных объектов в Дальневосточном регионе [5].

Целью исследований является определение индикаторных признаков гидротермально-метасоматического пирита, развитого в рудных зонах Сологу-Чайдахского рудного поля, и их отличий от признаков регионально распространенного метаморфогенного пирита.

Методика исследований включала полевое изучение потенциально золоторудных и минерализованных зон в ходе геолого-поисковых маршрутов (масштабов 1 : 50 000, 1 : 25 000 и 1 : 10 000), а также обследование разведанного месторождения Колчеданный Утес. Работы проводились в течение полевого сезона 2024 г. в рамках производственной практики автора в ООО «Регис». Для исследований отобрано более 60 образцов с вкрапленной сульфидной минерализацией из всех разновидностей вмещающих пород: гнейсов, гранитов, габбро-долеритов, гранодиорит-порфиров и метасоматитов. Из типовых образцов изготовлено 18 полированных шлифов, которые изучены автором посредством минераграфического анализа в отраженном свете на рудном микроскопе ЛЮМО ПОЛАМ Р-312. Особенности химического состава минералов (более 80 определений) исследованы с применением аналитического комплекса, объединяющего растровый электронный микроскоп Tescan Vega II LMU и волнодисперсионный микроанализатор INCA Wave 700, в лаборатории «Центр исследований минерального сырья и состояния окружающей среды» Южного федерального университета.

В результате анализа геологической ситуации и проведения лабораторных исследований получены следующие данные. Геологическое строение изучаемой территории в значительной степени определяется распространением глубоко метаморфизованных комплексов хударканской (иктандинской) свиты нижнего архея – пироксеновых, биотит-пироксеновых, двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, интродуцированных многочисленными разновозрастными магматическими телами (от архея до верхнего мела). Архейские интрузии представлены массивами гиперстеновых гранитов, плагиогранитов, редкими дайками основных и ультраосновных пород. Палеозойские (?) интрузии широко развиты в виде роев даек преимущественно габбро-долеритов. Ранне- и позднемеловые образования представлены дайками и малыми телами диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров ираканского и талгыгского комплексов. Строение территории осложнено системами разломов субширотного, субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Последние входят в состав зоны неоднократно обновляемого Станового шва архейского заложения и отличаются исключительной ролью в локализации золотого оруденения.

Ранее проведенными работами [3, 4, 6] на площади выделено две протяженные рудные зоны: Магистральная и Колчеданная, приуроченные к зонам дробления и сопровождаемые геохимическими ореолами Au, окварцеванием, эпидотизацией, серицитизацией и пиритизацией пород различного возраста – от AR_1 до K_2 .

В пределах Колчеданной зоны наиболее значимым рудным объектом является месторождение Колчеданный Утес, представленное пологими пластообразными залежами. Залежи мощностью 20–50 м прослежены на 75 м и состоят из сближенных рудных тел кварц-пиритового состава мощностью до 2,5 м. Важным элементом рудовмещающей толщи пород является наличие маломощных прослоев кальцифиров и мраморов, которые служили благоприятной средой для циркуляции рудоносных растворов и тем самым определяли локализацию оруденения. Содержание Au крайне неравномерно: от 5,9 до 40,0 г/т [4]. Видимое золото с размером зерен со-

тые–десятые доли миллиметра совместно с кварцем присутствует в микропрожилках в пирите. Пирит составляет 40–90 % объема рудных тел, часто представлен агрегатами кристаллов пентагондодекаэдрической формы; для него характерны примеси Co, Ni, Cu, Pb, отличительным признаком является отношение Co/Ni – выше 3, в среднем – 5–10.

Изучение пиритизированных пород, которые по аналогии с известным месторождением Колчеданный Утес потенциально могут нести золоторудную минерализацию, позволило выделить ряд «типичных» разновидностей пирита – главного концентратора золота, отличных по ряду признаков: а) форме и кристаллографическому очертанию индивидов и агрегатов; б) степени катаклаза; в) особенностям химического состава (в первую очередь – отношению Co/Ni).

В рамках настоящей работы основные исследования проводились на новых поисковых участках и выделенных перспективных минерализованных зонах, сходных по геологической ситуации с эталонными рудными зонами и характеризующихся интенсивностью вторичных изменений пород, развитием рудной вкрапленности и приуроченностью к тектоническим нарушениям.

В результате проведенного минераграфического анализа получены следующие данные. В архейских метаморфических породах (биотит-пироксеновых, пироксеновых гнейсах) сульфиды в виде тонкой рассеянной вкрапленности составляют не более 1–2 %. Преобладает пирит, который обычно представлен метазернами (размером 0,1–0,5 мм, иногда до 1 мм) субизометричной формы с извилистыми очертаниями, а также скелетными кристаллами с гранями куба и пентагондодекаэдра (рис. 1, а–в).

В пирите иногда встречены микровключения халькопирита и кварца с коррозионными границами. Помимо вкрапленности пирит встречается в виде тонких четковидных прожилков (мощностью 0,5 мм и менее), приуроченных к трещинам в породах. В прожилках пирит местами раздроблен и сцементирован кварцем (см. рис. 1, г–е). Таким образом, пирит является более ранним минералом, кварц с халькопиритом более поздними. Отмечается ассоциация вкрапленностей пирита в гнейсах с зернами магнетита. Характерной особенностью пирита в метаморфических породах является его интенсивное дробление и замещение гидроксидами железа по трещинам, а также в виде оторочек в отдельных зернах и псевдоморфоз (рис. 2, а–в).

В отличие от метаморфических пород в мезозойских гранодиорит-порфирах содержание сульфидов, среди которых также преобладает пирит, значительно больше – до 5 %. Пирит представлен гнездами (в поперечнике до первых миллиметров), а также вкрапленностью в виде субизометричных кристаллов и метазерен размером от 0,05 до 0,5 мм. Метакристаллы пирита отличаются пятиугольными и полигональными сечениями, наблюдаются как в общей ткани

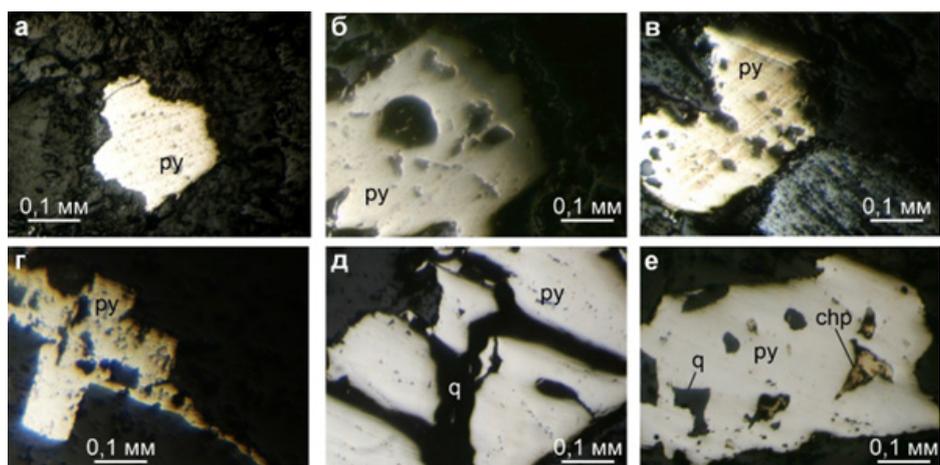


Рис. 1. Вкрапленный пирит (py) в гнейсах:

а – метазерно пирита с извилистыми очертаниями (аншлиф 26-288, биотит-пироксеновый гнейс); б, в – скелетные кристаллы пирита с гранями куба (б) и пентагондодекаэдра (в) (аншлиф 60-482, пироксеновый гнейс); вкрапленность и прожилки сульфидов в пироксеновых гнейсах: г – микропрожилков и метакристаллы пирита (аншлиф 26-380); д – фрагмент прожилка с остроугольными обломками пирита, сцементированного кварцем (аншлиф 26-314); е – микровключения халькопирита (chp) и кварца (q) в пирите (аншлиф 26-314)

породы, так и в тонких кварцевых прожилках. Пирит не катаклазирован, замещение гидроксидами железа и ассоциации с халькопиритом не характерны. Данные оптической микроскопии подтверждаются снимками-РЭМ (см. рис. 2, г–е).

В зонах повышенной проницаемости (узлах пересечения разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки) в архейских гранитах пирит по своим особенностям сходен с пиритом молодых гранитоидов. Но здесь также отмечается тонкая рассеянная вкрапленность халькопирита (размером 0,3–0,5 мм) в ассоциации с ковеллином. Характерной особенностью пород в тектонических зонах является интенсивная лимонитизация. Сульфидная минерализация, связанная с плутоногенно-гидротермальным процессом, отмечается и в эпидотизированных окварцованных диоритах, где главный рудный минерал – пирит – встречается в виде вкрапленности и тонких прожилков (мощностью до 1 мм) в ассоциации с кварцем.

По данным микронзондовых исследований состав пирита во всех изучаемых породах характеризуется выдержанными содержаниями Fe^{2+} (42–44 мас.%), и S^{2-} (55–57 мас.%). В числе примесных компонентов качественно установлено наличие Cu, Zn, Pb, As, содержание которых находится на уровне, близком к пределу обнаружения (обычно порядка 0,01–0,1 %). Постоянное присутствие Co и Ni в допустимом для количественной оценки объеме, позволило сравнить отношение этих элементов для отмеченных разновидностей пирита. Так, для вкрапленного пирита в гнейсах за пределами рудных зон характерно отношение Co/Ni на уровне 0,91–2,70, а для гнездово-прожилкового пирита в мезозойских гранодиорит-порфирах и в гидротермально измененных окварцованных диоритах отношение Co/Ni составляет от 3 до 6,42.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Сульфидная минерализация перспективных участков в пределах верхнего течения р. Сологу-Чайдах может быть связана с предрудным метаморфогенно-гидротермальным этапом в архейских гнейсах и гранитах (предположительно диафторезом), а также с золоторудным постмагматическим процессом в связи с внедрением раннемеловых гранодиорит-порфировых интрузий.

2. Пирит, связанный с плутоногенно-гидротермальным процессом при мезозойской тектоно-магматической активизации, характеризуется следующими типоморфными признаками: преобладание зерен с гранями пентагондодекаэдра и сложных комбинаций; отсутствие признаков катаклаза и замещения гидроксидами железа; постоянная ассоциация с кварцем; повышенное отношение Co/Ni – до 6 и более.

3. Установленные типоморфные особенности пирита могут быть использованы в качестве поисковых признаков золота на Сологу-Чайдахском рудном поле.

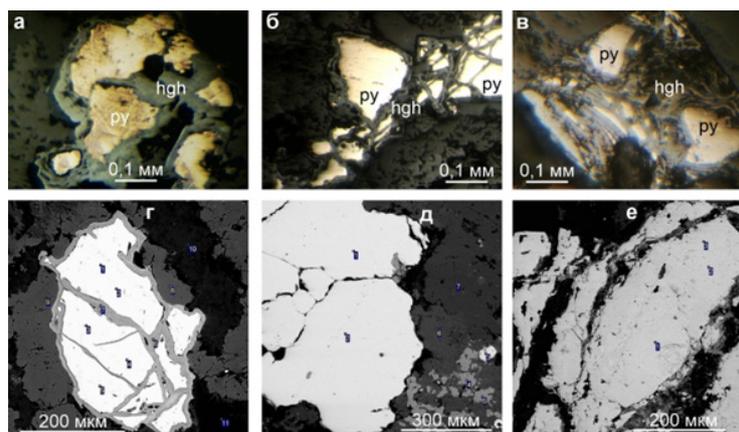


Рис. 2. Пирит (py) с гидроксидами железа (hgh) в метаморфических породах:

а – пирит с оторочками гидроксидов железа; б – катаклазированный пирит с микропрожилками и каемками гидроксидов железа (аншлиф 26-288, эпидотизированный биотит-пироксеновый гнейс); в – псевдоморфоза гидроксидов железа по кристаллу пирита кубической формы (аншлиф 84-452, пироксеновый гнейс); электронные снимки рудных минералов: г – катаклазированный пирит с прожилками гидрогетита в пироксеновом гнейсе (60-452); д – агрегат кристаллов пирита в гранодиорит-порфире (50-446); е – гнездово-прожилковое выделение пирита в эпидотизированном окварцованном диорите (24-350-1-б)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б. С. Пирит золоторудных месторождений. – М. : Наука, 1992. – 143 с.
2. Вьюнов Д. Л., Носырев М. Ю., Степанов В. А. Прогнозирование рудных месторождений по геохимическим и геофизическим данным (на примере Верхнего Приамурья) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2007. – № 3. – С. 2–9.
3. Карсаков Л. П., Григорьев В. Б., Романов Б. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Купури и Лучи (Окончательный отчет Лучинской партии по геологическим работам м-ба 1 : 200 000 за 1965–68 гг.). В 2-х кн. – Хабаровск : ДВТГУ, 1969. – 300 с.
4. Синецкий Д. А., Борозняк В. Н. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по поискам и оценке месторождений рудного золота в пределах Оконон-Майского потенциального рудного узла в 2000–2001 гг. Объект «Джугдырский». В 2-х кн. – Хабаровск : ЗАО а/с «Амур», 2002. – 95 с.
5. Степанов В. А., Мельников А. В. Геологические и изотопные реперы возраста месторождений Соловьевского золоторудного центра Приамурской провинции // Руды и металлы. – 2024. – № 1. – С. 62–77.
6. Сушкин Л. Б., Демидовцев Н. С., Саутченкова Р. А. Поисково-оценочные работы на месторождении золота Колчеданный Утес за 1989–1992 гг. В 2-х кн. – Хабаровск : Таежная ГЭ ГПП «Амургеология», 1992. – 312 с.

Янникова Ю. Ю.

ЗФ ПАО «ГМК „Норильский никель“»

СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛУХОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

При построении геолого-генетических моделей золото-сульфидного оруденения в черносланцевых толщах следует рассматривать взаимосвязь широкой совокупности факторов, начиная с первично-осадочного накопления минерального и органического вещества и заканчивая перераспределением их в зоне гипергенеза.

Месторождение Глухое расположено в Красноармейском районе Приморского края, в верховьях реки Колумбе, в 56 км к северо-востоку от ближайшего населенного пункта с. Мельничное.

Решающий этап в формировании месторождения связан с активацией процессов тепло-массообмена в пределах разрывных структур, контролирующих оруденение.

Раннему постмагматическому гидротермальному процессу соответствует ряд метасоматических изменений осадочных пород и даек. Калиевый метасоматоз, в частности, выразился в образовании калиевых слюд (серицита, мусковита, биотита), калиевого полевого шпата. Этому гидротермальному этапу предшествовало образование метасоматитов магматической стадии – роговиков.

Позднему гидротермальному этапу отвечает период наиболее интенсивного метасоматического и прожилково-жильного минералообразования на фоне возросшей дислоцированности ранних гидротермалитов. Эти два способа минералообразования осуществлялись близодновременно, в зависимости от динамики трещинообразования, брекчирования, направленности флюидных потоков.

С указанным отрезком связано кульминационное концентрирование золота, в том числе в сульфидной фазе. В данный продуктивный этап предварительно включены и производные постпродуктивной минерализации. Пока не представляется возможным разделить его на конкретные стадии минералообразования, так как разновременные парагенезисы близки по составу главных минералов и тесно сопряжены в пространстве.

Все разнообразие прожилково-вкрапленной минерализации этого этапа может быть сведено к трем комплексам минеральных ассоциаций.

Первый из них, сульфидно-редкометалльно-кварцевый, показателен касситеритом, шеелитом и редко встречаемым на участке молибденитом. Среди умеренно проявленных сульфидов доминирует пирит. Существование названной совокупности минералов предполагается исходя из состава природных и искусственных шлихов. В коренном залегании подобные гидротермалиты не изучались. Предшественниками отмечалась сопряженность свободного самородного золота с касситеритом и особенно шеелитом [2].

Золото-сульфоарсенид-сульфидно-карбонат-кварцевый комплекс минеральных ассоциаций на участке проявлен наиболее широко и характеризуется преобладанием дисперсного и субмикроскопического золота в арсенопирите, пирите, пирит-марказитовых сростках и жильном субстрате. К нему относятся несколько ассоциаций с переменным соотношением карбонатов, кварца, арсенопирита, пирита, а также марказита, мельниковита, пирротина, халькопирита, сфалерита. Сюда относится и пирит-пирротин-кварц-карбонатная ассоциация в измененных дайках. По-видимому, к настоящему комплексу относится и золото-кварцевая с пиритом и халькопиритом ассоциация с субмикроскопическим и видимым высокопробным золотом, которая специфична для брекчий на гидротермальном цементе.

Золото-сульфосольно-полисульфидно-кварцевый минеральный комплекс выделен предшественниками по материалам изучения протолочек [1]. Для него характерны низкопробное золото, блеклая руда, пираргирит, галенит, сфалерит.

Анализ всего имеющегося геологического материала дает основание говорить о многостадийности рудообразующего процесса, который сопровождал формирование меланжа в сдвиговых зонах, под влиянием растворов, генерируемых синтетектоническим внедрением гранитоидов умеренной кислотности. Источником растворов были как ювенильная вода (за счет дегазации гранитоидной магмы), так и реликтовые воды, сформированные в процессе седиментогенеза и последующего диагенеза.

На конседиментационной стадии в алевролитах и частично песчаниках отмечается пиритовая минерализация, связанная с процессами диагенеза в восстановительной среде. Об этом свидетельствует тонкораспыленный пирит, находящийся в тесной ассоциации с высокоуглеродистыми породами. Встречаются пиритовые выделения с включениями углеродистого вещества (рис. 1).

Реликты конседиментационных процессов присутствуют в виде обломков в брекчиях, песчаниках, сцементированных наложенными окварцеванием и прокварцеванием (рис. 2).

Кремнистый метасоматоз, наложенный на первичные осадочные породы, проявился как в виде объемного процесса (окварцевания), так и в виде прожилков, наложенных на объемный метасоматоз (рис. 3).

Можно выделить прожилки как собственно кварцевого состава, так и кварц-карбонатного и карбонатного. Карбонатный метасоматоз более низкотемпературный и более поздний. Сульфидная минерализация, связанная с кремнистым и наложенным кремнисто-карбонатным, кар-

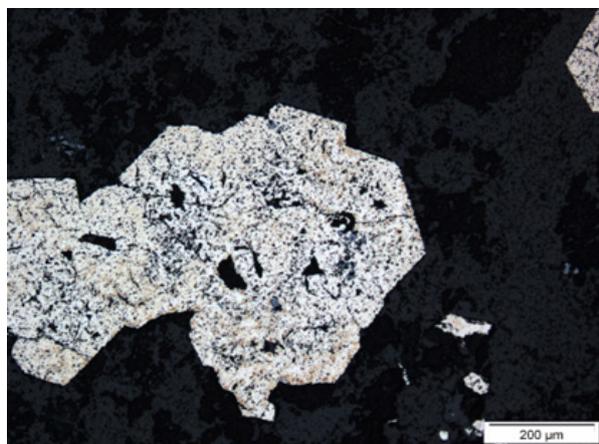


Рис. 1. Выделение пирита с включениями углеродистого вещества (в отраженном свете)

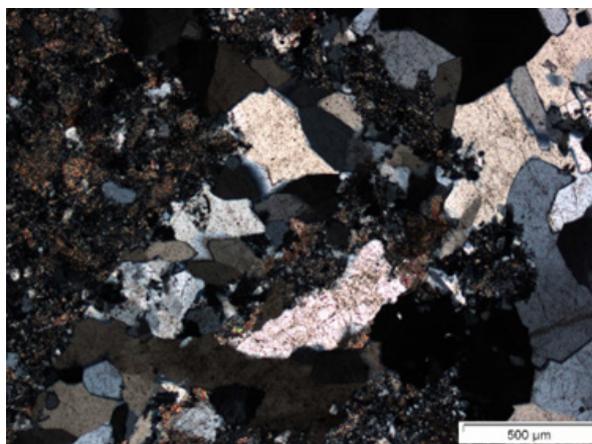


Рис. 2. Прокварцованный метапесчаник. Николи X. В кварцевой матрице отмечаются участки карбонатного состава

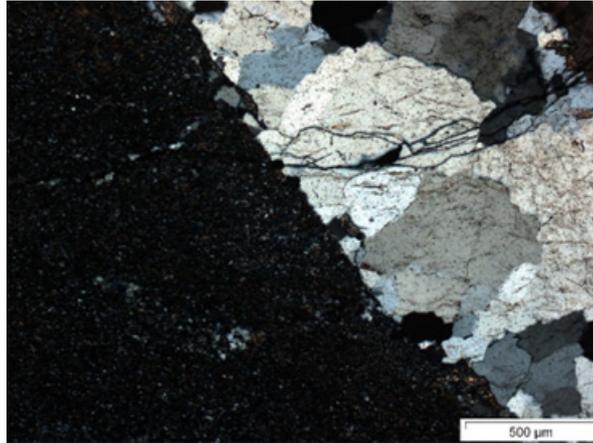


Рис. 3. Граница кварцевой жилы и алевропелитовой матрицы (процесс прокварцевания). Николи Х

бонатным метасоматозом, проявляется в виде главным образом пиритовой минерализации с хорошо образованными более крупными зернами в форме кубиков и пентагондодекаэдров.

На отдельных участках, наряду с пиритовой минерализацией, проявлена арсенипиритовая, явно тяготеющая к объемному метасоматозу. Предположительно именно эта стадия является более продуктивной относительно золота, о чем свидетельствует высокий коэффициент корреляции между золотом и мышьяком [3].

Таким образом, намечается последовательность перераспределения золота:

первая стадия – золото седиментогенное, за счет сорбции органическим веществом и последующего частичного перераспределения в сингенетический пирит;

вторая стадия – экстракция золота, перенос и переотложение, предположительно в виде хлористых соединений при активном участии мышьяка, связанное с отгонкой из магматического очага;

третья стадия – переотложение золота при более низкотемпературном кварц-карбонатном метасоматозе, с которой связано и основное рудоотложение серебра. На этой стадии помимо пирита встречаются сульфиды меди и сульфосоли свинца в незначительных количествах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ненахов В. М., Никитин А. В., Фелюфьянов Д. С., Ненахова Е. В. Структурно-вещественные особенности рудного поля «Глухое» в контексте эволюции Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2018. – № 1. – С. 67–76.
2. Шелехов А. Е., Ячменев В. В., Лизунов И. А. [и др.] Результаты поисковых работ на золото на участке Глухом. Отчет Антоновской партии за 1989–1992 гг. – 309 л., 24 граф. прил.
3. Янникова Ю. Ю., Янникова Л. Ю. Особенности геохимического процесса в зоне гипергенеза месторождения Глухое (Приморский край) // Материалы XIX Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов, к 110-летию СГУ имени Н. Г. Чернышевского. – Саратов, 2019. – С. 52–53.

СОДЕРЖАНИЕ

Абдихамитов Д. К. АЛМАЗЫ И БЛОКЧЕЙН: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ РОССИИ.....	3
Бадмажапов Б. Б., Дамдинов Б. Б. ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ ОЗЕРНОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	4
Барова Е. В. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЛОКТЕВСКО-РЕМОВСКОГО РУДНОГО УЗЛА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)	5
Васюкевич К. Е., Савельев А. Д. ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БИЛЛЯХСКОЙ ШОВНОЙ ЗОНЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА	7
Вьюкова А. М., Шатилова Л. В. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТИПОМОРФИЗМУ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЯРНИК (РЕСПУБЛИКА САХА)	10
Гусарова В. В., Раткин В. В. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД ЮЖНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)	14
Даниленко И. С. ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РУДНОЙ ЗОНЫ ФАНТАЗИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА АМЕТИСТОВОЕ.....	17
Дедюкина С. К., Краснов А. Н., Николаева И. Ю. ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ АНАБАРСКОГО ЩИТА	19
Дорофеева Е. С., Гурьев В. А. ОБЗОР ОТКРЫТЫХ ИСТОЧНИКОВ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ	23
Дубовченко Л. В., Чёрный Р. И. ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУДНЫХ ПРОБ СЕРЕБРЯНСКО-БОРИСОВСКОЙ ПЛОЩАДИ В РЕЖИМЕ СЭМ (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР)	26
Дубовченко Л. В., Чёрный Р. И. ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МАСШТАБА 1 : 50 000 В ПРЕДЕЛАХ СЕРЕБРЯНСКО-БОРИСОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР).....	29
Еременко А. В., Краснов А. Н. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ШЛИХОВЫХ ПРОБ ПЛОЩАДИ ЧЕРЕМНАЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)	32
Еременко Р. У., Игнатов П. А., Илларионов П. Н. ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АНАЛИЗА ФОНОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ Cr, V, Co, Ni, Zn И Zr ВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ДЛЯ ПОИСКОВ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ	34

Иванова Н. Д., Лейбгам П. Н., Бучко И. В. ВЗАИМОСВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУКОСУЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (О. САХАЛИН)	37
Игнатов П. А., Аунг Чит Сан ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОУСАЙНГ, ЮЖНЫЙ ШТАТ ШАН МЬЯНМЫ.....	41
Киселёв М. В., Александров И. А., Елисева О. А., Раткин В. В. АЛБАЗИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – ПРЕДСТАВИТЕЛЬ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ.....	44
Кисельников Ю. В., Шнейдер А. Г., Проскурнин В. Ф. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДЕНОСНЫХ СКАРНОВ КРУТОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)	48
Кочкин И. А., Устинов С. А., Чепчугов А. М., Петров В. А. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАРАМЕТРОВ СДВИГОВЫХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА МИКРОСТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРОВ В ОРИЕНТИРОВАННЫХ ШЛИФАХ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТУЮКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	50
Кузнецов М. В., Богуславский М. А. ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ С ИЗВЕСТНЫМ КРУПНЫМ БАЗОВЫМ ОБЪЕКТОМ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЯППЕ	53
Кургеева У. С., Майорова К. П., Буртоликов Д. В., Чернов Б. Ю. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ КОЛОННЫ НА РАННИХ СТАДИЯХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ ДЛЯ ИДЕНТИФИКАЦИИ КИСЛОТНО-ЩЕЛОЧНЫХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УКОНИК (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ).	54
Максимэн И. Э. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД СУРГУТАНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ).....	57
Михалко Н. П., Тергышная К. М. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ТИГЕРТЫШСКОГО КОМПЛЕКСА ИПЧУЛЬСКОГО РУДНОГО УЗЛА.....	59
Мишин И. А., Гребенкин Н. А., Карманов Е. Н., Прозоров В. А. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ НАЗЕМНОЙ ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИИ С ЦЕЛЬЮ КАРТИРОВАНИЯ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН НА ЭТАЛОННОМ УЧАСТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРУНГ (ЭЛЬКОНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)).....	63
Морозов И. П. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО ОПЫТА ДЛЯ ДОБЫЧИ ВАНАДИЯ В ХОДЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	67
Николаева А. Н. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЕРНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	69

Нумалов А. С., Прусакова Н. А. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ ЗДЕСЬ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА КОРЕННУЮ АЛМАЗАНОСНОСТЬ.....	71
Пешков А. А., Чернышов А. И. АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА).....	75
Пирогов Б. И. ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ В УСЛОВИЯХ АРКТИЧЕСКОЙ ТУНДРЫ НА ПРИМЕРЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА РУДНОЕ ЗОЛОТО НА УЧАСКЕ НЕДР «ВЕРХНЕ-КУНАРСКАЯ ПЛОЩАДЬ» (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР, МЫС ЧЕЛЮСКИН).....	78
Полбина К. А., Карманов Е. Н., Леденева Н. В., Прозоров В. А. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО И ЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО МЕТОДОВ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ЗОЛОТО-УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЛИНЕЙНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ СЕВЕРНОЕ (ЭЛЬКОНСКИЙ ГОРСТ, ЯКУТИЯ).....	80
Попова Е. А., Купцова А. В. СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБ КОЛЧЕДАННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧЕБАЧЬЕ И ВИШНЕВСКОЕ.....	83
Русак А. А., Щеккина Т. И. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРИОЛИТСОДЕРЖАЩИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ.....	87
Савельев А. Д., Васюкевич, К. Е., Александрова Е. Д. АЛМАЗОНОСНОСТЬ И ВОЗРАСТ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА БАССЕЙНА Р. ДЮКЕН, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА.....	90
Сватков А. С., Истомин В. А. ДИНАМИКА МИРОВОГО РУДНИЧНОГО ПРОИЗВОДСТВА И ЗАПАСОВ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ АБЦМ В ПЕРИОД 2019–2023 ГГ. ПО ДАННЫМ ЗАРУБЕЖНЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	94
Свирин Н. С. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО И МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЫТЫЛЬВЕЕМСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА).....	95
Серова А. М., Савина О. Л. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА САУМСКОМ МЕДНО-ЦИНКОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ). НОВЫЕ ДАННЫЕ.....	96
Сначёв В. А., Ложкин И. Д., Азнабаева Л. И., Сначёв А. В. ЗОЛОТО НИКОЛАЕВСКОЙ РОССЫПИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	100
Соловьев К. М., Ковальская Т. Н. СПОСОБЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ТИТАНА ИЗ МИНЕРАЛОВ ХИБИНСКОГО И АФРИКАНДСКОГО МАССИВОВ.....	102

Сомов Н. А. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПЕЙ И РОССЫПЕПРОЯВЛЕНИЙ АЛМАЗОВ В СОСТАВЕ ОСАДКОВ ДОЛИННЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕК ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)).....	103
Ташкулов А. CREATION OF AN INTELLIGENT INFORMATION AND ANALYTICAL SYSTEM FOR MANAGING THE PROCESSES OF TRANSPORTING ROCK MASS IN QUARRIES BY ROAD.....	107
Тихомиров Д. В., Голич А. Н., Молчанов В. П. УГЛЕРОДИЗАЦИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПРИМОРЬЕ).....	108
Фан Т. Х. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛА МЕДНОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ В РАЙОНЕ КОН ЛОНГ, ВЬЕТНАМ.....	109
Чепурнов И. А. СКАРНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТОНОСНЫХ ДАЕК ЧАЙ-УРЫНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МАГАДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)	111
Чепурной Е. А. ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ПИРИТА ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТА НА ПЕРСПЕКТИВНЫХ УЧАСТКАХ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. СОЛОГУ-ЧАЙДАХ (ЗЕЙСКИЙ РАЙОН, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	114
Янникова Ю. Ю. СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЛУХОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ).....	118