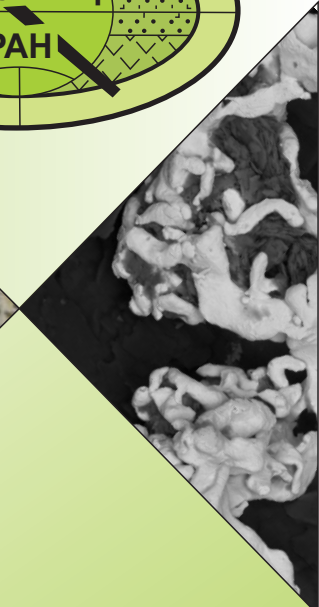
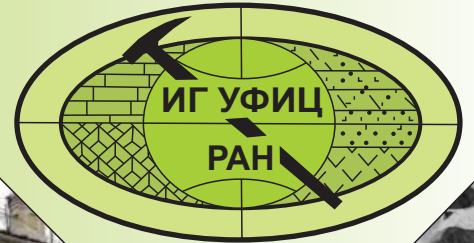


РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Башкирское отделение



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ УФИЦ РАН



**Всероссийская научная конференция
с международным участием**

**МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ
В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ**
*посвященная 55-летию Башкирского отделения
Российского минералогического общества*

Материалы конференции

Уфа
2024

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Башкирское отделение

Уфимский федеральный исследовательский центр Российской академии наук –
Институт геологии

Общество с ограниченной ответственностью «Лабконцепт»

Департамент по недропользованию по Приволжскому федеральному округу –
отдел геологии и лицензирования по Республике Башкортостан (Башнедра)

Общество с ограниченной ответственностью «Уральское горнодобывающая компания»

Общество с ограниченной ответственностью «Уральское горно-геологическое агентство»

Общество с ограниченной ответственностью «Оникс»

Региональная общественная организация поддержки и развития геологического общества в
Республике Башкортостан «БашРосГео»

**Всероссийская научная конференция
с международным участием,
посвященная 55-летию Башкирского отделения
Российского минералогического общества**

**МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ
В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ**

24–27 сентября 2024 года
ИГ УФИЦ РАН, Уфа

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

**УФА
2024**

УДК 549; 55 (470.57)

ББК 26.3я43

Г35

Г35 **Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах.** Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (Уфа, 24–27 сентября 2024 г) [Электронный ресурс]. – Москва: Издательство «Перо», 2024. – 183 с. – 11,165 Мб.

ISBN 978-5-00244-854-8

В сборнике представлены материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 55-летию Башкирского отделения Российского минералогического общества, «Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах». Тематика докладов охватывает широкий круг вопросов образования минералов в различных обстановках. Сборник материалов конференции содержит тезисы докладов около 80 авторов из 25 научно-исследовательских институтов, университетов и производственных предприятий Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Казани, Миасса, Новосибирска, Ростова-на-Дону, Сыктывкара, Ташкента (Узбекистан), Уфы, Черногловки и Якутска. Материалы сборника предназначены для научных работников, для студентов, обучающихся по геологическим специальностям, а также для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами минералогии.

Материалы публикуются в авторской редакции

Обложка сборника представляет собой коллаж фотографий, значительная часть которых заимствована из материалов участников конференции

УДК 549; 55 (470.57)

ББК 26.3я43

ISBN 978-5-00244-854-8

© ИГ УФИЦ РАН, 2024
© Коллектив авторов, 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|----|
| Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В. КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ В РЕВЕТСКОЙ ПОДСВИТЕ АВЗЯНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (АВЗЯНСКИЙ РАЗРЕЗ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 7 |
| Герасимов Б.Б., Кондратьев А.И. РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО БИЛЛЯХСКОЙ ЗОНЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА: ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ И КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ..... | 11 |
| Горожанин В.М. СТРОНЦИОДРЕССЕРИТ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЯНГАНТАУСКОЙ СВИТЫ (НИЖНЯЯ ПЕРМЬ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ИСТОЧНИК СТРОНЦИЯ, ГЕНЕЗИС | 14 |
| Гракова О.В., Повсасев К.С. РЗЭ-СОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАПЕЛИТОВ ХР. ЕНГАНЕПЭ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)..... | 18 |
| Дуб С.А. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ (р. ЮРЮЗАНЬ) | 22 |
| Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КУТУЕВСКОГО Au-Cu-ПОРФИРОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) | 25 |
| Кадырбаков И.Х., Ивин В.М., Галимов Н.Р. ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТОБОЛЬСКО-БУРУКТАЛЬСКОГО СИНКЛИНОРИЯ..... | 30 |
| Казбулатова Г.М. ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ АВЗЯНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 32 |
| Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЧЕВКИНИТА В ПРОЦЕССЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ..... | 35 |
| Королёв А.Э., Латыпов А.И. ОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОГРЕБЕННЫХ ОВРАГОВ ПРИ ИХ ВСКРЫТИИ ДОРОЖНЫМИ ВЫЕМКАМИ..... | 40 |
| Королёв А.Э., Назимов Т.Н. РЕАКЦИОННАЯ ЗОНА НА ГРАНИЦЕ НЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА | 42 |
| Кочергин А.В., Грановская Н.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОНТОГЕНИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ УЛЬТРАДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ..... | 44 |
| Крупенин М.Т. КАРБОНАТНЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ)..... | 48 |
| Крупенин М.Т. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СТАДИЙНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СЕЛЛАИТ-ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРАН (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ) | 51 |

| | |
|---|-----|
| Ларионов Н.Н. ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ СУРАНСКОГО СЕЛЛАИТ-ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 54 |
| Лиханов И.И. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК АКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА: РЕКОНСТРУКЦИЯ И АНАЛИЗ P-T-t ТРЕНДОВ МЕТАМОРФИЗМА | 59 |
| Лиханов И.И. СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГАРЕВСКИЙ КОМПЛЕКС ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА..... | 64 |
| Масленников В.В., Третьяков Г.А., Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Ятимов У.А., Шепель Е.В., Брюхов С.И. МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПРОЦЕССАХ ОКИСНОГО ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАННЫХ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ..... | 68 |
| Мичурин С.В. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ МЕДИ В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА..... | 73 |
| Мичурина В.С., Мичурин С.В. ГИПЕРГЕННАЯ СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЕТЛИНСКОГО БУРОЖЕЛЕЗНЯКОВОГО КАРЬЕРА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 76 |
| Мундузова М.А., Холдоров О.О. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО БЛОКА АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (УЗБЕКИСТАН) | 80 |
| Мустафин С.К. ТЕХНОГЕННОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ: ПРИРОДА ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ..... | 83 |
| Мустафин С.К., Анисимова Г.С. ТИПОМОРФИЗМ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ОБЪЕКТОВ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ..... | 90 |
| Назаров А.М., Сенькин А.С., Каюкова В.Г., Мичурин С.В. СОРБЕНТЫ ДЛЯ ОЧИСТКИ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОЧНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ | 98 |
| Никонов В.Н. ОПЫТ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БАШКОРТОСТАНА, ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РЕСУРСОВ | 103 |
| Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л. НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СОБЫТИЙ ГРЕНВИЛЬСКОГО ВОЗРАСТА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА) | 107 |
| Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Власенко Н.С., Афанасьева Н.В. О СОСТАВЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ БОМБ (ВУЛКАН КСУДАЧ, КАМЧАТКА, РОССИЯ) | 112 |
| Пономарева Н.И., Левская А.М., Бочаров В.Н., Власенко Н.С. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРМАЛИНОВ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ | 117 |
| Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л. АПАТИТЫ ИЗ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАМОРФИТОВ, НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ДИАФТОРИТОВ И ПРОДУКТОВ ПРОГРАДНОГО НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА) | 121 |

| | |
|--|-----|
| Разиков О.Т., Туракулов А.У. НОВЫЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАХТАКАРАЧА (УЗБЕКИСТАН)..... | 126 |
| Рыбин И.В. ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 129 |
| Савельев Д.Е. ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗОВ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА: КРАКА, КЕМПИРСАЙ, АККАРГИНСКИЙ..... | 133 |
| Самигуллин А.А. У-НВ-ТА-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СЛАНЦАХ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛТАУ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 138 |
| Самигуллин А.А., Мичурин С.В. ГИПЕРГЕННЫЕ СУЛЬФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО РАЗРЕЗА ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (Д. КАГАРМАНОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ) | 142 |
| Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВТОРИЧНОГО ИЗМЕНЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ | 146 |
| Ситдикова Л.М. ГЕОМЕХАНИКА ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В СПЛОШНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ | 148 |
| Сначёв А.В., Рассомахин М.А., Анкушева Н.Н., Хрипунова Р.А. ЗОЛОТОНОСНЫЕ УГЛЕРОДИСТО-ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНЫЙ ПРИИСК: ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) | 150 |
| Султанова А.Г., Мичурин С.В. ЛИТИЙ И ЕГО МИНЕРАЛЫ В РИФЕЙСКИХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО УРАЛА..... | 153 |
| Уляшева Н.С. U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ АМФИБОЛИТОВ ХАНМЕЙХОЙСКОЙ СВИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА | 158 |
| Усенов Р.Б., Алматов И.М., Нурмухамедов И.С. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОКИСЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬМАКЫР (УЗБЕКИСТАН)..... | 160 |
| Федькин В.В., Щипанский А.А. ОСОБЕННОСТИ / ПРЕДПОСЫЛКИ (?) СУБДУКЦИИ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... | 163 |
| Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Пушкарев Е.В., Бороздина Г.Н. УФАЛЕЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ: ТЕКТОНИКА, ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА, ПАРАДОКСЫ..... | 171 |
| Шаяхметов У.Ш., Хамидуллин А.Р., Набиуллин И.Р., Юлдашбаева В.Ф. КЕРАМИЧЕСКИЙ КОМПОЗИТ НА ОСНОВЕ ПИРОФИЛЛИТОВОГО СЫРЬЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУЛЬ-ЮРТ-ТАУ (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН) | 176 |
| Шиянова Е.О. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ТАЛЬКИТОВ АБОЛОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД (БЕЛОРЕЦКАЯ ТАЛЬКОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)..... | 178 |

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ ПО ДАННЫМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ В РЕВЕТСКОЙ ПОДСВИТЕ АВЗЯНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (АВЗЯНСКИЙ РАЗРЕЗ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Р.Р. Ахмедова, С.В. Мичурин

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
delmukhametovar@mail.ru*

Полевые шпаты образуют одну из наиболее распространенных групп каркасных силикатов, которые определяются как трехмерные кристаллические структуры. Основным строительным блоком в каркасе из алюмо-кремнекислородных тетраэдров являются четверные кольца из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров, соединяющихся в цепочки [Сендеров, 1990]. Центры этих колец, занятые катионами Si^{4+} и Al^{3+} , в общем случае имеют структурно различные позиции. Для нейтрализации отрицательного заряда каркаса, возникающего при замене Si^{4+} на Al^{3+} , полости между полиэдрами дополнительно заполняются молекулами воды и/или одно- или двухвалентными катионами (Na, K, Ca, Ba).

Полевые шпаты классифицируются по химическому составу, кристаллической структуре и Si/Al-упорядоченности. Общей чертой их строения является полное вхождение алюминия в состав сложного аниона, который содержит лишь связи (Si, Al) – O – (Si, Al) и не имеет так называемых концевых связей (Si, Al) – O⁻ [Сендеров, 1990]. Распределение Al и Si в полевых шпатах в тетраэдрических позициях может быть как упорядоченным, так и неупорядоченным [Астапова и др., 2006]. С помощью колебательных спектров можно определить эти состояния [Дериватограммы, инфракрасные ..., 1992]. Изоморфные замещения в катионных позициях влияют на положение полос колебаний сложных анионов. Катионная упорядоченность, приводящая к понижению симметрии кристалла, отражается на числе полос в инфракрасном (ИК) спектре и может быть исследована этим методом [Кузнецова, Липатова, 1973; Плюснина, 1977; Куражковская, Боровикова, 2008].

Калиевые полевые шпаты кристаллизуются в моноклинной (ортоклаз, санидин) или триклинной (микроклин) сингониях. Они также характеризуются разной степенью Si/Al- и, как следствие, ИК-упорядоченности, которую определяют по результатам исследования ИК-спектроскопии [Кузнецова, Липатова, 1973; Плюснина, 1977; Астапова и др., 2006; Лапухов и др., 2007; Александров и др., 2010].

Ранее нами получены ИК-спектры калиевых полевых шпатов из песчаников, залегающих в основании верхнерифейской каратавской серии Южного Урала – бирьянской подсвете зильмердакской свиты [Ахмедова, Мичурин, 2024]. В указанной свите преобладают полевошпат-кварцевые, аркозовые и кварцевые разномзернистые песчаники, в составе которых по данным работы [Козлов, 1982] полевые шпаты с содержанием от 5 до 30% представлены плагиоклазом, микроклином и ортоклазом. В наиболее типичной для зильмердакского уровня бирьянской подсвете нами обнаружено преимущественное развитие максимально упорядоченных микроклинов [Ахмедова, Мичурин, 2024].

Объектом настоящего исследования выбраны полевые шпаты реветской подсветы авзянской свиты (пос. В. Авзян, левый берег р. Бол. Авзян), которая на Южном Урале является самой верхней в среднерифейской юрматинской серии. Цель изучения – определить на основе ИК-спектров какими полевыми шпатами и с какой степенью упорядоченности они представлены, а также выявить сходство/различие бирьянских и реветских обломочных полевых шпатов.

Вопросы, связанные с наличием перерыва и его длительностью между осадочными отложениями юрматинской и каратавской серий соответственно среднего и верхнего рифея, до сих пор остаются дискуссионными [Маслов, Анфимов, 2000; Крупенин, 2020; Крупенин, Дуб, 2021; Мичурин и др., 2022; Маслов, 2023, 2024а, 2024б]. Предполагается, что предзильмердакский перерыв в осадконакоплении мог достигать 250 млн лет и привести к существенному изменению состава питающих провинций [Маслов, 2023]. В южноуральских

разновозрастных песчаниках и тонкозернистых обломочных породах от раннего до позднего рифея отмечаются сходные литогеохимические характеристики, однако в раннерифейское айское и среднерифейское машакское время, а также во время предпозднерифейского перерыва в областях сноса имело место увеличение доли ювенильного материала [Маслов, 2024а, 2024б]. По сравнению с указанными работами с акцентом на выявлении геохимических особенностей рифейских пород, нами предпринята попытка использовать минералогические характеристики обломочных полевых шпатов в качестве определенного индикатора возможного изменения источников сноса на рубеже юрматиния и каратавия.

Авзянская свита в типовом разрезе рифея расчленена на 6 подсвит (снизу вверх): катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую, реветскую и тюльменскую [Стратотип рифея, 1983]. В авзянском разрезе реветской подсвиты (пос. В. Авзян), расположенного в южной части Башкирского мегантиклинория, по данным [Маслов, Анфимов, 2000] обнажаются серые, светло-, розовато- и желтовато-серые, тонко-, средне- и грубоплитчатые, тонко- и горизонтально-полосчатые, а также неясно- и волнисто-слоистые доломиты. Нижняя и средняя части разреза представлены пачками переслаивания средне- и грубоплитчатых массивных доломитов, тонкоплитчатых доломитовых мергелей. В верхней части разреза в доломитах встречаются строматолиты. Иногда наблюдается их окремнение и перекристаллизация. Общая мощность разреза составляет около 250 м.

По нашим данным [Akhmedova et al., 2024] реветские доломиты описанного разреза характеризуются тонкокристаллической структурой, массивной текстурой и сравнительно слабо подвержены эпигенетическим преобразовательным процессам. В породах отмечается терригенная примесь зерен кварца и полевых шпатов до 5%, наблюдаются редкие вкрапленники пирита, единичные слабо окварцованные прожилки, выполненные агрегатами мусковита и хлорита.

В настоящей работе проанализированы нерастворимые минеральные остатки (НМО) доломитов реветской подсвиты авзянского разреза. Для получения НМО в навеску хорошо истертого образца весом 10 г приливали 10% HCl. После растворения карбонатной части пробы промывали дистиллированной водой. Полученные остатки сушили при $\sim 100^\circ\text{C}$. ИК-спектры поглощения регистрировали на ИК-Фурье-спектрофотометре «i-Red7800u-L» в области спектра от 350 до 4000 см^{-1} . Образцы таблетировали с KBr в массовом соотношении 1:99 с помощью гидравлического пресса «Press 15». Навеска НМО для анализа составляла 2 мг.

Результаты ИК-спектроскопического исследования НМО доломитов реветской подсвиты показаны на рисунке. По полученным данным видно, что состав НМО представлен в основном калиевым полевым шпатом и кварцем, которые содержатся в изученных пробах в разных пропорциях. Полоса поглощения асимметричной связи $\nu_{\text{as}}(\text{Si}-\text{O}-\text{Si})$ наблюдается в области $1200-1000\text{ см}^{-1}$. В диапазоне $900-800\text{ см}^{-1}$ нет полос поглощения, это дает возможность охарактеризовать проявления симметричных валентных колебаний $\nu_{\text{s}}(\text{Si}-\text{O}-\text{Si})$ в области $800-500\text{ см}^{-1}$. Данная область наиболее чувствительна к распределению Si/Al [Кузнецова, Липатова, 1973; Плюснина, 1977; Дериватограммы, инфракрасные ..., 1992]. В области ниже 500 см^{-1} проявляются полосы смешанных деформационных колебаний $\delta(\text{O}-\text{Si}(\text{Al})-\text{O})$ и $\delta(\text{O}-\text{Si}-\text{O})$. На ИК-спектрах $\nu_{\text{as}}(\text{Si}-\text{O}-\text{Si})$ колебание кварца представлено в области 1163 см^{-1} (рис. б). Область валентных симметричных колебаний этого минерала представлена одиночной полосой $694-695\text{ см}^{-1}$ (рис. а, б, в). В изученных образцах в области $790-720\text{ см}^{-1}$ наблюдаются две полосы, характерные для эталонного микроклина (рис. г). По полученным результатам можно сделать вывод о том, что в реветских доломитах в составе НМО присутствуют преимущественно микроклин и в меньшей степени кварц. Степень Si/Al-упорядоченности в калиевых полевых шпатах проявляется на положении максимумов полос поглощения в областях $600-650\text{ см}^{-1}$ (ν_1) и $500-550\text{ см}^{-1}$ (ν_2).

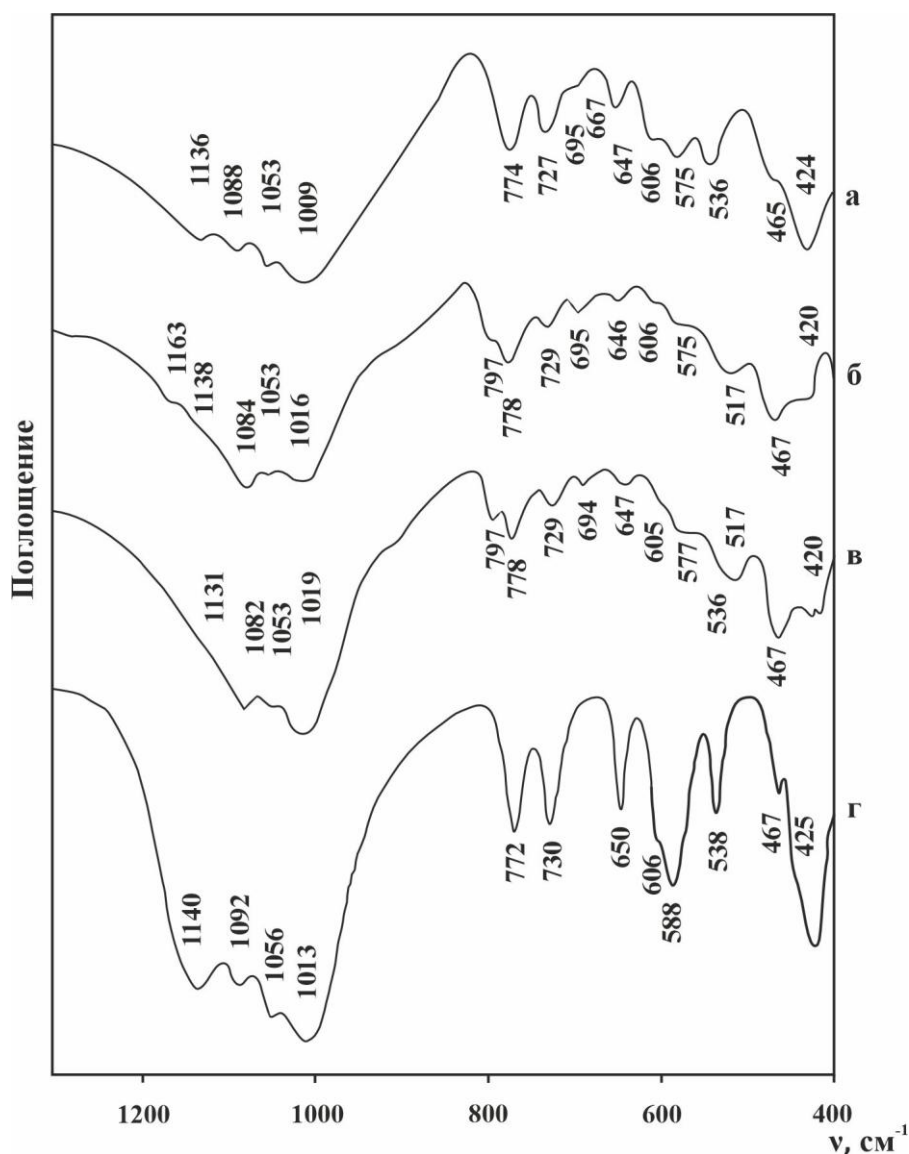


Рис. ИК-спектры калиевых полевых шпатов реветской подсвиты (а, б, в) авзянского разреза и эталонного микроклина по [Куражковская, Боровикова, 2008] (г)

Согласно литературным данным [Кузнецова, Липатова, 1973; Плюснина, 1977; Дериватограммы, инфракрасные ..., 1992; Лапухов, 2007] степень ИК-упорядоченности калиевых полевых шпатов можно определить по формуле $Q = 0.05(\Delta\nu - 90)$. Величина $\Delta\nu$ определяется как разность волновых чисел максимумов поглощения $650\text{--}600\text{ см}^{-1}$ (ν_1) и $550\text{--}500\text{ см}^{-1}$ (ν_2). Величина Q составляет 0.8–1 для микроклин, 0.1–0.8 – для ортоклазов, 0–0.1 – для санидинов. Этот метод основан на ряде допущений и считается [Александров и др., 2010], что он пока еще не вышел за рамки полуколичественной оценки структурного состояния полевых шпатов. Согласно данным работы [Кузнецова, Липатова, 1973] практически получаемое значение со спектрограммы отдельных образцов может превышать единицу. Однако для определения калиевых полевых шпатов и их упорядоченности этот метод хорошо согласуется с результатами рентгенофазового анализа и успешно применяется на геологических объектах [Лапухов и др., 2007].

По результатам исследованных нами калиевых полевых шпатов реветской подсвиты авзянской свиты, рассчитанная величина Q варьирует от 1 до 1.05, т.е. является максимальной для микроклин. Таким образом, по полученным данным ИК-спектроскопии, в породах реветской подсвиты авзянского разреза из калиевых полевых шпатов встречаются преимущественно максимально упорядоченные микроклин.

Ранее установлено, что по большинству индикаторных геохимических отношений тонкозернистые обломочные породы авзянской свиты среднего рифея и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея в существенной степени сопоставимы [Маслов, 2023]. По мнению названного исследователя, это либо указывает на неизменность состава палеоводосборов на протяжении более четверти миллиарда лет, либо предполагает, что длительность предподнерифейского перерыва в осадконакоплении была не слишком велика. Как считает указанный автор, о последнем косвенно свидетельствует тот факт, что предзильмердакский размыв не затронул разные уровни авзянской свиты, а ограничился, по всей видимости, только самой верхней ее тюльменской подсвитой [Маслов, Анфимов, 2000]. Полученные нами ранее [Ахмедова, Мичурин, 2024] и в настоящей работе результаты свидетельствуют о том, что в осадочных породах обоих рассматриваемых уровней отмечаются минералогически сходные микроклины. Это косвенно также может указывать на неизменность состава источников сноса конца юрматиния – начала кататавия и на небольшую длительность существовавшего перерыва между отложениями этих серий.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

Александров И.В., Астапова Е.С., Богомазова Е.В., Кожин Е.Б. ИК-спектроскопическое определение упорядоченности в каркасных алюмосиликатах // Вестник Амурского государственного университета. Серия: Естественные и экономические науки. 2010. № 49. С. 39–42.

Астапова Е.С., Ванина Е.А., Шумейко Е.В., Стриха В.Е., Моисеенко В.Г. Упорядоченность соединений ряда $KAlSi_3O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ // Доклады Академии наук, 2006. Т. 410. №2. С. 179–182.

Ахмедова Р.Р., Мичурин С.В. Калиевые полевые шпаты бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал): данные ИК-спектроскопии // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы 15-й Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 14–17 мая 2024 г. Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 23–25.

Дериватограммы, инфракрасные и мессбауровские спектры стандартных образцов фазового состава. Дополнения к каталогу. СПб, 1992. 159 с.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. Москва: Наука, 1982. 128 с.

Крупенин М.Т. Приуральская перикратонная впадина в раннем и среднем рифее – надрифтовый осадочный бассейн с эвапоритами: минерагенические особенности // Ежегодник-2019. Екатеринбург: Тр. ИГГ УрО РАН, 2020. Вып. 167. С. 31–37.

Крупенин М.Т., Дуб С.А. К вопросу о границе мезо-и неопротерозоя в типовом разрезе Южного Урала // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения / VII Российская конференция по проблемам геологии докембрия (Санкт-Петербург, 21–24 сентября 2021 г.). СПб: Свое издательство, 2021. С. 89–91.

Кузнецова Л.Г., Липатова Э.А. Инфракрасные спектры поглощения основных породообразующих минералов. Методические указания. Л.: ПК ОП ВСЕГЕИ, 1973. 108 с.

Маслов А.В. Граница юрматиния и каратавия в стратотипе рифея: сопоставление геохимических особенностей глинистых пород авзянской свиты и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты // Геологический вестник, 2023. №3. С. 3–12.

Маслов А.В. Некоторые литогеохимические и изотопно-геохимические особенности глинистых пород и перерывы в стратотипе рифея // Литосфера, 2024а. Т. 24. №1. С. 29–48.

Маслов А.В. Рифей Камско-Бельского авлакогена: перерывы и литогеохимия обломочных пород // Литосфера, 2024б. Т. 24. №3. С. 429–450.

Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (литостратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 132 с.

Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Шиянова Е.О., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Дуб С.А., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Ахмедова Р.Р. Разрез тюльменской подсвиты авзянской свиты среднего рифея (хр. Белягуш, Южный Урал): геология, стратиграфия, магматические образования // Геологический вестник, 2022. №3. С. 16–33.

Куражковская В.С., Боровикова Е.Ю. Инфракрасная и мессбауэровская спектроскопия кристаллов. Учебное пособие. М.: Геологический факультет, 2008. 101 с.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитегрмальном золото-серебряном месторождении (Южная Камчатка) // Доклады академии наук, 2007. Т. 412, №6. С. 794–798.

Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. 174 с.

Сендеров Э.Э. Процессы упорядочения каркасных алюмосиликатов. М.: Наука, 1990. 207 с.

Стратотип рифея: Стратиграфия: Геохронология / Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

Akhmedova R.R., Michurin S.V., Shiyanova E.O., Sergeeva N.D., Sharipova A.A. Crystal Chemical, Mineralogical, and Geochemical Features of Dolomites of the Middle Riphean Avzyan Formation (Southern Urals) // Lithology and Mineral Resources, 2024. №6. (in Press).

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО БИЛЛЯХСКОЙ ЗОНЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА: ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ И КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ

Б.Б. Герасимов¹, А.И. Кондратьев²

¹*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*

²*АО «Алмазы Анабара», Якутск*

BGerasimov@yandex.ru; KondratevAnI@alanab.alrosa.ru

Детальное исследование типоморфных признаков россыпного золота актуально для потенциально золотоносных районов, где еще не выявлены рудные месторождения золота. Одной из таких территорий является Анабарский щит, расположенный в северо-восточной части Сибирской платформы.

Изучено россыпное золото рек Бороску Унгуохтах, Улахан Хаптасыннах и Левый Улахан Хаптасыннах, дренирующих центральную часть Биляхской тектоно-флюидной зоны (ТФЗ) Анабарского щита (рис.). Основу Биляхской ТФЗ создает система сблизженных разломов, трассированных blastomylonitami и катаклазитами, между которыми заключены пласты в различной степени диафорированных гранулитов верхнеанабарской и хапчанской серий. В центральной её части расположен Биляхский плутон порфиробластовых гранодиоритов и гранитов [Смелов и др., 2012]. Кроме этого отмечаются небольшие дайки кварцевых монцодиоритов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов, с которыми связывают потенциальную рудоносность Au [Кравченко и др., 2010].

Типоморфные признаки россыпного золота. Гранулометрический состав золота (в мм) россыпи р. Бороску Унгуохтах: +1 – 10%, 0.5–1 – 25%, 0.25–0.5 – 42% и –0.25 – 23%. Оно характеризуется в основном таблитчатой, угловато-комковидной и проволоковидной формами и весьма слабой окатанностью. Пробность (в %) варьирует в очень широких пределах: 951–999 – 75%, 900–950 – 10%, 800–899 – 3%, 700–799 – 5% и 699–400 – 7%. Микрорентгеноспектральным анализом в золоте выявлены минеральные включения сульфидов: пирротина, пирита, халькопирита, сфалерита и арсенопирита. Кроме этого отмечаются гессит, кварц, калиевый полевой шпат, а также Fe, Ti и Al содержащие фазы. Структурное травление показывает, что слабо окатанное золото имеет специфическое гетерофазное внутреннее строение.

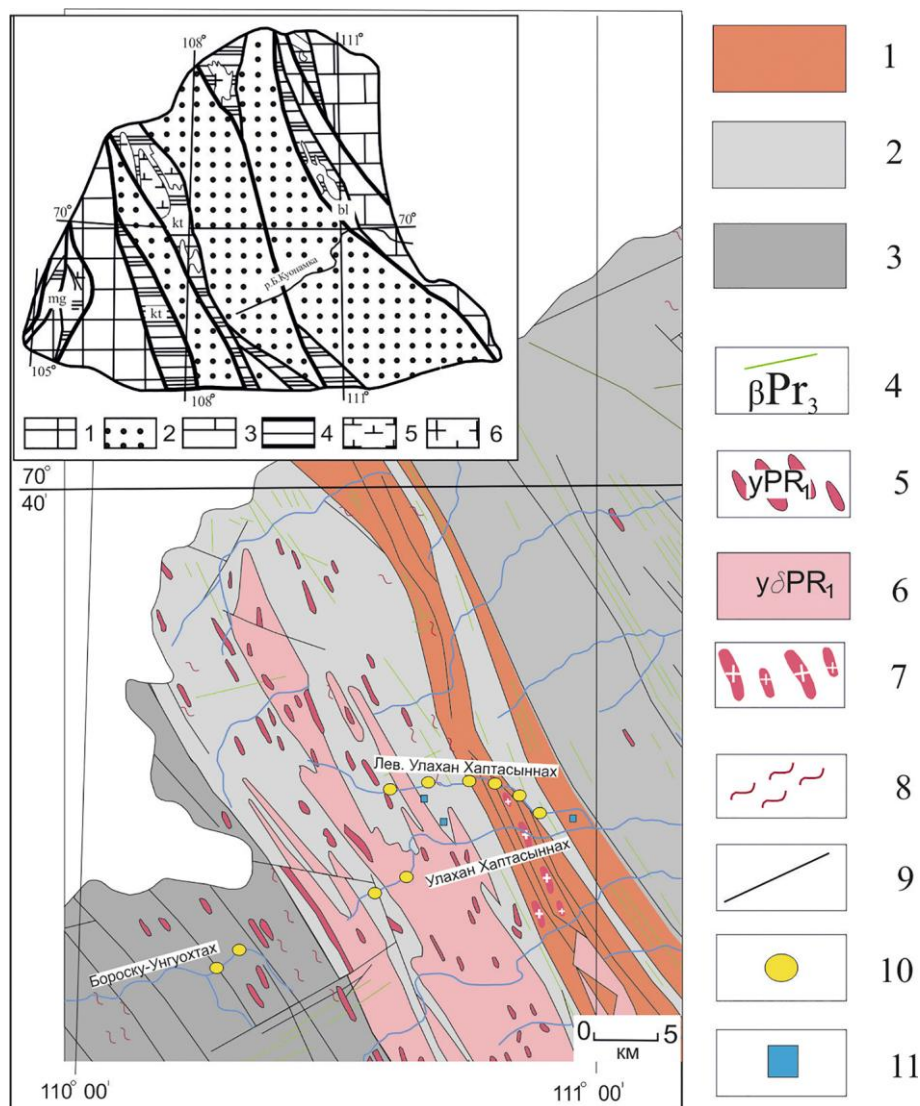


Рис. Схема геологического строения центральной части Билляхской тектоно-флюидной зоны [Смелов и др., 2012]

1–3 – докембрийские метаморфические комплексы (серии): 1 – хаптасыннахская (двупироксеновые плагиогнейсы, кальцифилы, мраморы) и биллях-тамахская (гранатовые, гиперстен-гранатовые плагиогнейсы) толщи хапчанской серии нерасчлененные, 2 – верхнеанабарская серия (гиперстенные, двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые плагиогнейсы и гнейсы), 3 – нерасчлененные метаморфические комплексы Центрально-Анабарского (Далдынский террейн) и Восточно-Анабарского (Хапчанский террейн) геоблоков; 4–7 интрузивные образования: 4 – мезо-неопротерозойские долериты и габродолериты, 5 – палеопротерозойские аляскитовые и лейкократовые граниты, 6 – палеопротерозойские порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты, монзониты, граниты, граносиениты, 7 – палеопротерозойские диорито-сиениты, сиениты и grano-сиениты; 8 – зоны мигматизации и гранитизации; 9 – тектонические контакты; 10 – места отбора мелкообъемных проб; 11 – места отбора штучных проб с видимым золотом. На врезке приведена тектоническая схема Анабарского щита: 1–3 – геоблоки; 1 – Маганский; 2 – Далдынский; 3 – Хапчанский; 4 – тектонофлюидные зоны (mg – Маганская, kt – Котуйканская, bl – Билляхская).

В верхнем течении р. Улахан Хаптасыннах исследованное золото имеет следующий гранулометрический состав (в мм): 1–2 – 7 %, 0,5–1 – 5 %, 0,25–0,5 – 30 % и 0,25+0,1 – 58 %. Золотины представлены главным образом слабоокатанными пластинчатыми, угловато-комковидными и дендритовидными выделениями с ямчато-бугорчатой поверхностью. Довольно часто наблюдаются индивиды в сростках с кварцем или фрагментарной пленкой алюмосиликатного состава. Пробность золота следующая (в %): 951–999 – 48%, 900–950 –

10%, 800–899 – 10%, 700–799 – 10% и 699–400 – 22%. В крупных золотилах (фракция +1 мм) обнаружены минеральные включения пирротина, пирита, халькопирита, рутила, монацита.

Гранулометрический состав золота р. Левый Улахан Хаптасыннах (в мм): 1–2 – 2%, 0.5–1 – 38%, 0.25–0.5 – 38%, –0.25 – 22%. Металл характеризуется комковидными (30%), пластинчатыми (10%) и палочковидными (первые %), слабоокатанными угловато-комковидными (60%) индивидами. Хорошо окатанное золото имеет тонкошагреневую поверхность, а слабоокатанное – слабо обработанную ямчато-бугорчатую. Пробность (в ‰) варьирует в довольно в широких пределах: весьма высокопробное 999–951 – 63%, высокопробное 950–900 – 10%, средней пробности 899–800 – 7%, относительно низкопробное 799–700 – 10% и низкопробное 699–400 – 10%. Кроме Ag в золоте установлена примесь Cu (в единичных зернах) с содержанием до 2 мас. %. Минеральные включения установлены в слабоокатанных золотилах фракции >0.5 мм и представлены в большинстве своем пороодообразующими минералами: кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. В меньшей степени встречаются рудные минеральные включения пирротина, гессита, теллуридов висмута и галенита.

Рудные проявления золота. В водораздельной части рек Улахан Хаптасыннах и Бороску Унгуохтах А.П. Смеловым с соавторами была выделена Хаптасыннахская рудная зона [Смелов и др., 2004]. Данная зона прослеживается в субмеридиональном направлении согласно простирацию Билляхской ТФЗ, видимой протяженностью около 8 км, при ширине от 50 до 300 м. При поисковых маршрутах в ее пределах нами были отобраны штучные пробы горных пород с сульфидной минерализацией. Макроминеральный состав руд представлен главным образом пиритом, пирротинном, реже арсенопиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Микроминеральный состав более разнообразен и состоит из самородного золота, серебра, молибденита, герсдорфита, ковеллина, борнита, антимонита, акантита, хлораргирита, самородного висмута и киновари. Широким распространением пользуются теллуриды серебра, висмута и никеля: петцит, гессит, теллуридов висмута и редко мелонит. Самородное золото по данным микронзондового анализа обнаружено в четырех образцах, где находится в индивидуальных зернах среди кварца и полевых шпатов, либо в поровых пространствах, иногда возле пирита. Размер выделений весьма мелкий: от первых до 15 мкм. Важно подчеркнуть, что из трех протолок штучных проб сульфидизированных пород впервые было извлечено 12 частиц рудного золота размером <0.1 мм, которые представлены пластинчатой и палочковидной морфологией. Их поверхность мелкоямчато-бугорчатая «рыхлая» с мелкими сростками кварца и калиевого полевого шпата, а также примазками переменного (Na, K, Ca, Fe) алюмосиликатного состава. Пробность золота варьирует от средней до весьма высокой.

Обсуждение результатов. В изученных россыпях золото фракции >0.5 мм составляет от 12 до 40%, что является весьма важным показателем, поскольку в россыпных проявлениях северо-востока Сибирской платформы в основном преобладает золото фракции <0.25 мм [Никифорова и др., 2018]. Это относительно крупное золото характеризуется слабой окатанностью и представлено палочковидными, угловато-комковидными, удлиненно-комковидными и реже идиоморфными кристаллообразными индивидами. Пробность его варьирует в весьма широких пределах от низкой (699–400‰) до весьма высокой (999–951‰). Поверхность слабообработанная, ямчато-бугорчатая и кавернозная. Наблюдаются реликты включений кварца, калиевого полевого шпата или примазки Fe-Ti содержащей алюмосиликатной массы переменного состава. Очевидно, что это свидетельствует о близости коренного источника. В качестве последнего рассматриваются близко расположенные сульфидизированные породы Хаптасыннахской рудной зоны. Об этом свидетельствует идентичный состав минеральных включений в россыпном золоте и минеральных парагенезисов руд.

Таким образом, в результате наших исследований выявлены индикаторные признаки россыпного золота ближнего сноса и определен его предполагаемый коренной источник.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и частично в рамках договора с АО «Алмазы Анабара».

Список литературы

Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Добрецов В.Н. Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) // Отечественная геология, 2010. №5. С. 23–29.

Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. Индикаторные признаки россыпного золота как показатель прогнозирования формационных типов золоторудных месторождений (восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. №10. С. 1318–1329.

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.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Березкин В.И., Кравченко А.А., Добрецов В.Н., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология, 2012. Т. 20. №3, С. 315–330.

**СТРОНЦИОДРЕССЕРИТ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЯНГАНТАУСКОЙ СВИТЫ
(НИЖНЯЯ ПЕРМЬ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА, ЮЖНЫЙ УРАЛ):
ИСТОЧНИК СТРОНЦИЯ, ГЕНЕЗИС**

В.М. Горожанин

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
gorozhanin@ufaras.ru*

Стронциодрессерит – водный карбонат стронция и алюминия – весьма редко встречающийся минерал, обнаружен всего в пяти местах мира (<https://www.mindat.org>). Нами этот минерал (рис. 1) обнаружен в отложениях янгантауской свиты в районе санатория Янгантау, известного своими термальными явлениями. Геологическое положение места находки – юго-восточная часть Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба (Южный Урал) в зоне сочленения его с Уральским горным сооружением. Вмещающие отложения янгантауской свиты артинского яруса нижнего отдела пермской системы, представлены темно-серыми и черными глинистыми известняками и мергелями с повышенным содержанием органического вещества («нефтематеринский» тип отложений). Литологические особенности свиты описаны в работах [Горожанин, Горожанина 2019а, 2019б]. В тектоническом плане район находится в зоне влияния крупного Каратауского разлома – вдоль одного из оперяющих его ответвлений в районе д. Ахуново. Отложения янгантауской свиты образуют здесь антиклинальную складку, в периклинальном ее замыкании породы смяты в мелкие складки М-типа [Горожанин, Горожанина, 2019б]. Из-за сильной тектонической дислоцированности толщи в ней наблюдаются многочисленные кальцитовые прожилки, в которых присутствует также кварц и битумное вещество.

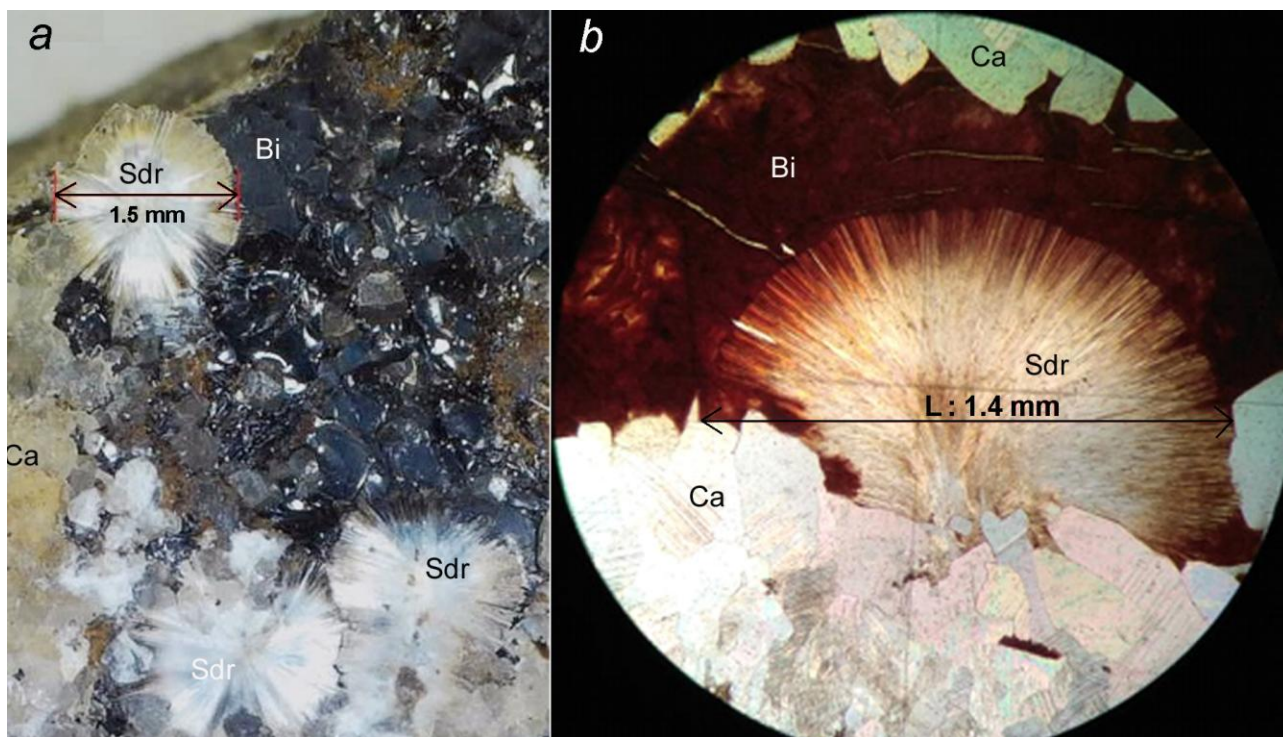


Рис. 1. Микрофотографии стронциодрессерита из отложений янгантауской свиты

a – внешний вид стронциодрессерита в кальцит-битумной прожилке; *b* – стронциодрессерит в шлифе под микроскопом, николи скрещены. Sdr – стронциодрессерит, Ca – кальцит, Bi – битум.

Стронциодрессерит образует сферические агрегаты размером 1–3 мм с тонковолокнистым внутренним строением, они хорошо выделяются на фоне черной битумной подложки. Вследствие битумной пропитки краевые каемки сферолитов окрашены в буровато-коричневый цвет. Из-за этих особенностей янгантауский стронциодрессерит имеет очень сильное внешнее сходство с проявлением этого минерала в Каринтийских Альпах (<https://www.mindat.org>), которое также локализовано в осадочных толщах. Кроме этих образований в кальцит-битумных жилах присутствуют также белые сферы размером 1–5 мм, часто полые внутри, сложенные глинистым минералом, который по рентгеновским дифрактометрическим данным идентифицирован как каолинит. Последовательность выделения этой низкотемпературной гидротермальной ассоциации следующая: кальцит→стронциодрессерит→битум→каолинит.

Рентгено-спектральным микроанализом на растровом электронном микроскопе (JEOL JSM 7100F) с энергодисперсионным спектрометром (рис. 2) в химическом составе описываемого минерала установлены Al, O, Sr, Ca, что соответствует его известной (<https://www.mindat.org>) теоретической кристаллохимической формуле – $\text{SrAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Данные рентгеновской дифрактометрии показывают, что основные пики с межплоскостными отражениями 8.03, 6.04, 4.41, 3.02, 2.61 Å (рис. 3а) соответствуют стронциодрессериту (<https://www.mindat.org>); присутствуют также отражения 3.34 Å, которые связываются с присутствием кристаллического углерода (графита?). По данным ИК-спектроскопии в области колебаний 1360–1700 cm^{-1} спектра пропускания присутствует группа пиков (рис. 3б), которая хорошо соответствует справочным данным по стронциодрессериту [Chukanov, 2014]. Наличие пиков в области 3400–3600 cm^{-1} свидетельствует о наличии гидроксил-иона в структуре минерала.

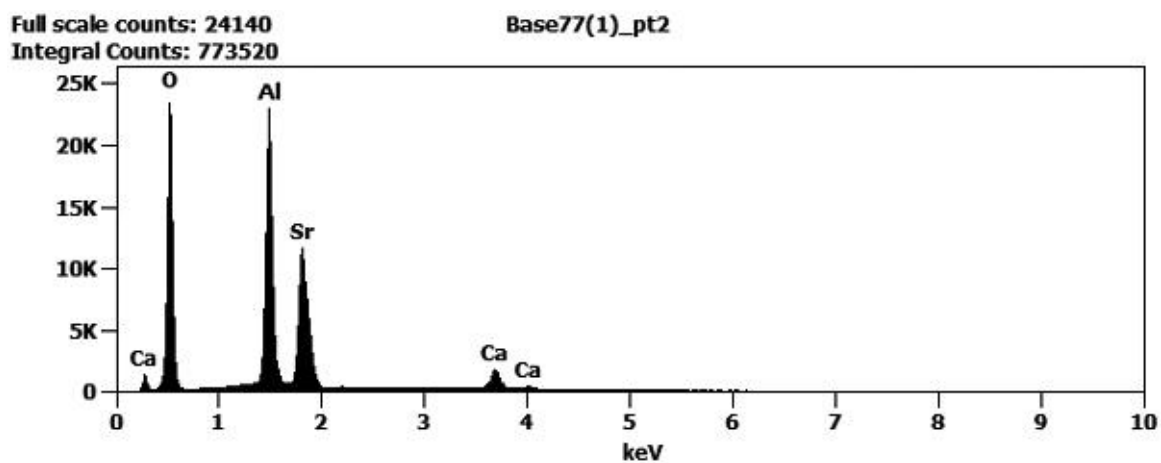


Рис. 2. Интенсивности основных спектральных линий в химическом составе стронциодрессерита из отложений янгантауской свиты

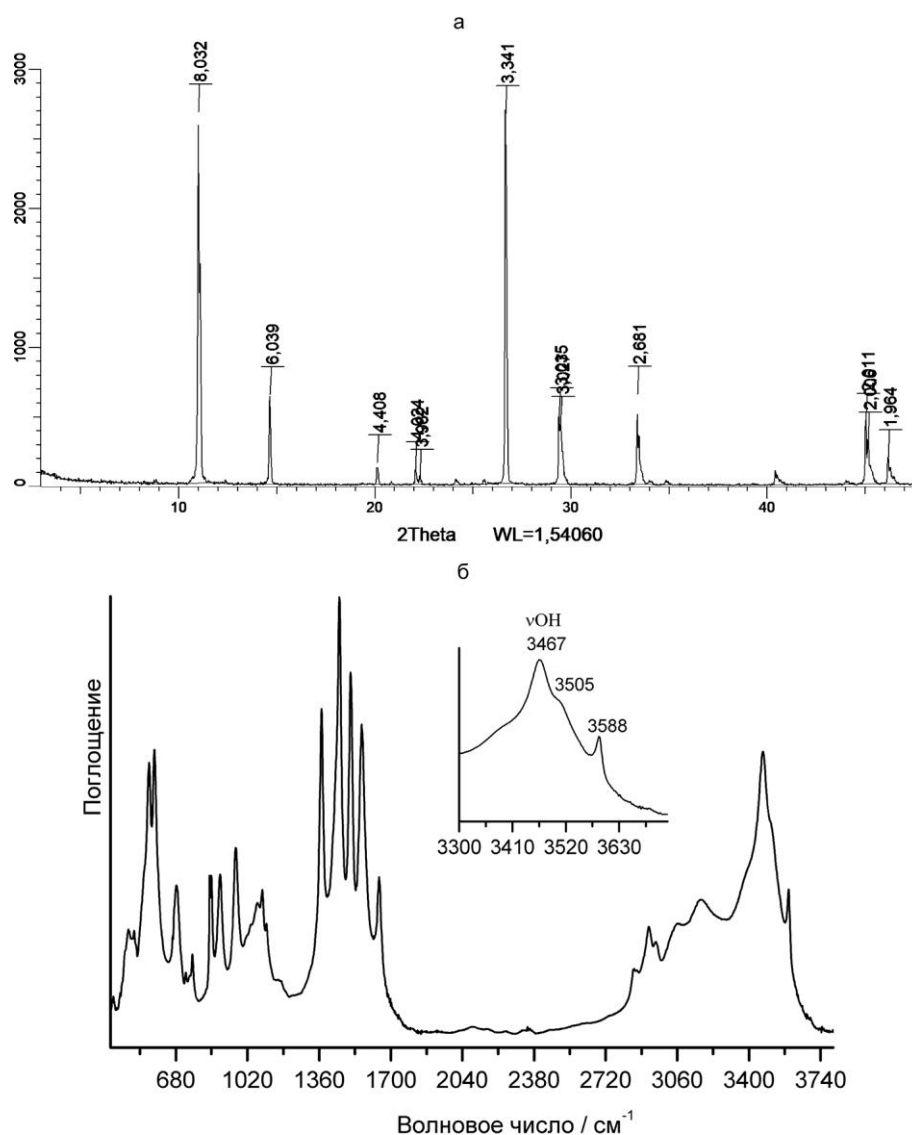


Рис. 3. Данные рентгеновской дифрактометрии (а) и ИК-спектроскопии (б) для стронциодрессерита из отложений янгантауской свиты

Генезис янгантауского стронциодрессерита недостаточно ясен, это касается, прежде всего, источника стронция. Для типовой местности в провинции Квебек в Канаде, где

стронциодрессерит впервые был обнаружен, источник очевиден – это магматическая интрузия щелочного состава [Jambor et al., 1977]. Аналогичный источник, вероятно связанный с Ba-Sr карбонатитами, имеет стронциодрессерит, обнаруженный в пределах Мурунского щелочного массива (Алданский щит, р. Чара) [Vladykin et al., 2018]. В других случаях, касающихся проявления этого минерала в карбонатных толщах, источник стронция обычно не обсуждается; предполагается, что стронций концентрируется в эвапоритовом процессе. Для янгантауской находки также было бы логично связать источник стронция с эвапоритовыми рассолами во время осадконакопления вышележащей кунгурской эвапоритовой формации, которая широко распространена в Приуралье, протягиваясь от Прикаспия до Северного Урала. Однако особенность Юрюзано-Айской части Предуралья состоит в том, что в кунгурское время накопления солей здесь не происходило, верхи арта и низы кунгура представлены здесь глубокоководными флишевыми осадками [Горожанин, Горожанина, 2019а], а нижняя часть арта (янгантауская свита) представлена глинисто-кремнистыми известняками с прослоями спикуловых мергелей [Горожанин, Горожанина, 2019б].

Вероятнее всего, источник стронция, необходимый для формирования стронций-содержащего карбоната, содержится в самих породах, слагающих янгантаускую свиту. Об этом свидетельствует такая особенность нижнепермских карбонатов, как изначально весьма высокие содержания стронция в них. Особенно это касается сакмарских отложений, где концентрации этого металла достигают 2000–3000 г/т, причем такие высокие концентрации характеризуют тонкозернистые известняки афанитового типа с незначительной степенью вторичных изменений [Кузнецов, Горожанин, 2024]; вторичные изменения в виде перекристаллизации или доломитизации обычно приводят к уменьшению концентрации стронция до 50–200 г/т. Аномально высокие содержания стронция в известняках многие исследователи так или иначе связывают с процессами эвапоритизации, явными, как в случае с рифейскими известняками, где концентрации в красноцветных известняках достигают 500–700 г/т [Анфимов и др., 1987] и скрытыми – наложенным (рассольным) катагенезом [Юдович, Кетрис, 2011]. В случае с сакмаро-артинскими известняками, в которых признаки эвапоритизации отсутствуют, очевидно, что это не так, и необходимо искать другой источник стронция. При петрографическом изучении известняков янгантауской свиты в шлифах обращает на себя внимание большое количество мелких органических остатков в известняках – спикул губок, которые имеют относительно глубокоководный генезис, часто подверженных окремнению. Кремнезем высвобождается из спикул губок и радиолярий при частичном замещении их карбонатом во время вторичной перекристаллизации известняков. Аналогичный механизм можно предположить и для стронция. Дело в том, что не все виды животных этого класса строили (строят) свой скелет из кремнезема, например, радиолярии из отряда *Acantaria* используют для его построения целестин [Полянский, 1987]. Вероятнее всего, именно в этом и состоит основная причина накопления стронция в глубокоководных известняках, в которых, помимо спикул губок, накапливались скелеты раковин радиолярий. Только, в отличие от кремния, образующего при диагенезе отдельные прослои и конкреции, он из-за близости химических свойств с кальцием фиксируется в известняках в рассеянном виде. Таким образом, источник стронция, необходимый для формирования стронций-содержащего карбоната, содержится в самих породах, слагающих янгантаускую свиту. Приуроченность новообразованных минеральных агрегатов стронциодрессерита к вторичным кварц-кальцитовым прожилкам, возникшим в зоне тектонизации известняков янгантауской свиты, вполне определенно указывает на механизм мобилизации первично рассеянного в известняках стронция и образование его в виде самостоятельного карбонатного минерала.

Список литературы

Анфимов Л.В., Сульман А.М., Петрищева В.Г. Стронций в карбонатных породах рифея Южного Урала / Геохимия осадочных формаций Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 22–28.

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Литологические особенности отложений вблизи точки GSSP (граница арт-кунгур, разрез Мечетлино) / Материалы IX Всероссийского литологического совещания, Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г. Казань: изд-во Казанского университета, 2019а. С.108–109.

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты (к проблеме интерпретации Ахуновского разреза в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральяского прогиба) // Геологический вестник, 2019б. №2. С. 32–41.

Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. Применение метода стронциево-изотопной хемотратиграфии к расчленению нижнепермских флишевых отложений // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы 15-й Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 14–17 мая 2024 г. Уфа. Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 121–123.

Полянский Ю.И. Класс Лучевики, или Радиоларии (Radiolaria) // Жизнь животных. В 7 т. / гл. ред. В.Е. Соколов. 2-е изд., перераб. М.: Просвещение, 1987. Т. 1: Простейшие. Кишечнополостные. Черви / под ред. Ю.И. Полянского. С. 54–58.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Chukanov N.V. IR Spectra of Minerals and Reference Samples Data. In Infrared spectra of mineral species. Springer Netherlands, 2014. P. 21–1701.

Jambor J.L., Sabina A.P., Roberts A.C., Sturman B.D. Strontiodresserite, a new Sr-Al carbonate from Montreal Island, Quebec // Canadian Mineralogist, 1977. V. 15. P. 405–407.

<https://www.mindat.org/>. Strontiodresserite: Mineral information, data and localities.

Sabina A.P. The Fracon quarry, a mineral locality. (L976): Geol. Surv. Can. Pap., 76-1-B. P. 15–19.

Vladykin N.V., Borovikov A.A., Dokuchits E.Y., Thomas V.G. Genesis of charoite rocks in the Murun massif, Aldan shield, Russia // Geochemistry International, 2018. V. 56(12). P. 1135–1147.

РЗЭ-СОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАПЕЛИТОВ ХР. ЕНГАНЕПЭ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

О.В. Гракова, К.С. Попвасев

*Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
ovgrakova@geo.komisc.ru*

В последние годы на Южном Урале активно развивается направление по изучению состава, способа образования и изменения редкоземельных минералов в метаморфических породах [Ковалев, 2017; Ковалев, 2024]. На севере Урала эти вопросы слабо изучены, что объясняет актуальность наших исследований. Впервые редкоземельные карбонаты и титанониобаты нами были установлены на Приполярном Урале в позднепротерозойских кристаллических сланцах: анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(La), и метариолитах: бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y) (работа находится в печати). В настоящем исследовании мы приводим данные о редкоземельной минерализации, обнаруженной в метаморфических породах маникуяхинской свиты хр. Енганепэ на Полярном Урале.

Маникуяхинская свита (RF_{3mj}) лежит в основании верхнепротерозойского разреза хр. Енганепэ (рис. 1). Она принадлежит Центрально-Уральской мегазоне байкалит, Полярноуральской структурно-формационной зоне, Енганепэйско-Манитанырдской подзоне, и представлена метаалевропесчаниками, метаалевролитами, углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами и фтанитами, в верхней части с прослоями известняков, редко в нижней части встречаются прослой афировых и порфировых базальтов и андезибазальтов [Шишкин и др., 2013].

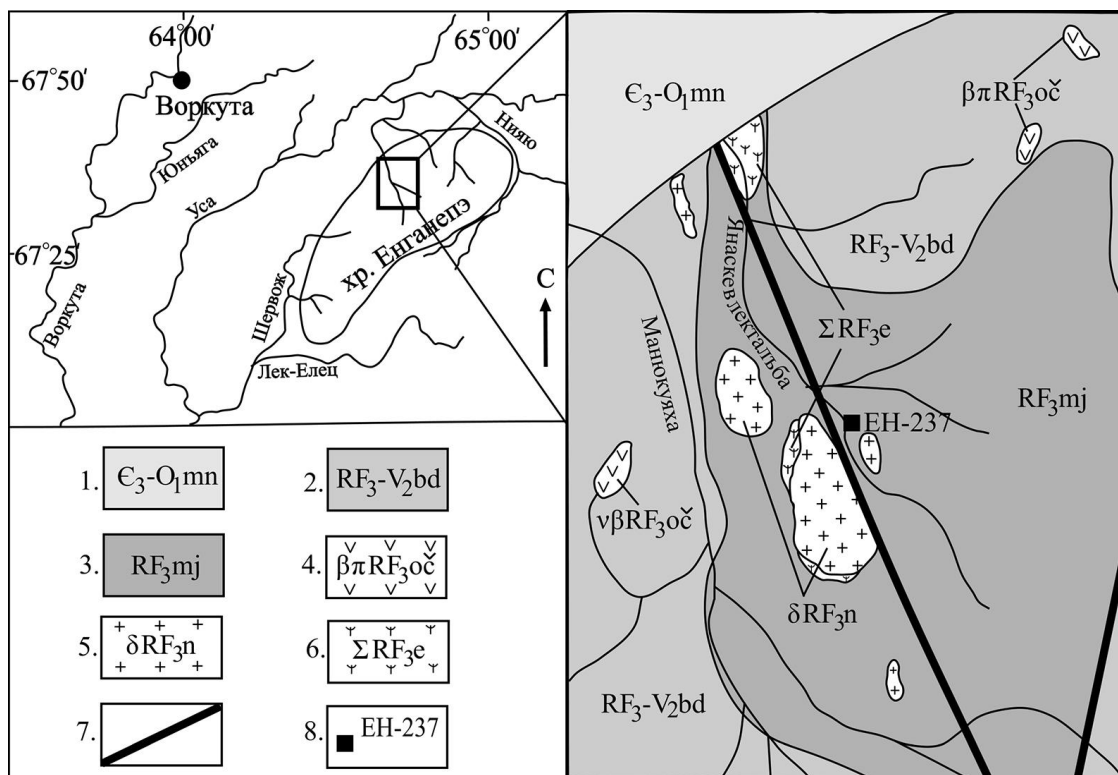


Рис. 1. Схема геологического строения хр. Енганепэ (по [Шишкин и др., 2013])

1 – манитаньрдская серия ($\text{Є}_3\text{-O}_1\text{mn}$): песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, в нижней части базальты; 2 – бедамельская серия ($\text{RF}_3\text{-V}_2\text{bd}$): туфоконгломераты, туфогравелиты, базальты, андезиты, дациты, риолиты, их кластолавы и туфы; 3 – манюкуяхинская свита (RF_3mj): метаалевропесчаники, метаалевролиты, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты, углистые известняки; 4 – нижнебедамельский (очетывисский) комплекс: экструзивно-субвулканические образования основного состава; 5 – нияюский комплекс плагиогранит-тоналитовый плутонический: диориты, тоналиты; 6 – енганепэйский комплекс гипербазитовый: гипербазиты, серпентиниты. 7 – разломы; 8 – места отбора и номера образцов.

Пробы для исследования были отобраны в ходе полевых работ 2023 года на хр. Енганепэ Полярного Урала. Химические составы и фотографии минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max 50 mm² Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размере пучка 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, с использованием программного обеспечения Aztec. Аналитические работы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, аналитики А.С. Шуйский и Е.В. Тропников.

Петрографическое описание метapelитов манюкуяхинской свиты показало, что породы, в которых установлена PЗЭ-минерализация, представлены метааргиллитами. Они характеризуются тонкозернистой основной тканью с прожилками, выполненными пелитизированным полевошпатовым агрегатом и микроагрегатом кварца. Тонкозернистая ткань представлена кварцем, серицитом, хлоритом. Текстура породы сланцеватая. В небольших количествах присутствует эпидот. Породы метаморфизованы на ранних стадиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Метapelиты хр. Енганепэ (образец EH-237) содержат алланит-(Ce), REE-Y-P-As-содержащий торит и синхизит-(Ce). PЗЭ-минералы ассоциируют с альбитом, хлоритом, мусковитом, кварцем и апатитом. Химический состав минералов представлен в таблице.

Таблица

Химический состав РЗЭ-содержащих минералов из метапелитов маникуяхинской свиты

| Компонент | алланит-(Ce) | | синхизит-(Ce) | | | | торит | |
|--------------------------------|--------------|--------|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| SiO ₂ | 32.25 | 32.45 | 0.77 | 1.41 | 0.48 | 0.52 | 14.24 | 15.64 |
| CaO | 10.08 | 11.00 | 16.95 | 17.35 | 17.14 | 17.40 | 2.21 | 2.20 |
| ZrO ₂ | – | – | – | – | – | – | 3.24 | 3.89 |
| MnO | 0.35 | 0.59 | – | – | – | – | – | – |
| FeO | – | – | 0.64 | 0.44 | – | – | 0.80 | 1.06 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.37 | 13.23 | – | – | – | – | – | – |
| Al ₂ O ₃ | 17.98 | 19.63 | – | – | – | – | – | 0.82 |
| V ₂ O ₅ | – | – | – | – | – | – | 1.04 | 0.98 |
| P ₂ O ₅ | – | – | – | – | – | – | 4.77 | 4.71 |
| As ₂ O ₃ | – | – | – | – | – | – | 2.07 | 2.19 |
| Y ₂ O ₃ | – | – | 1.54 | 1.02 | 1.58 | 1.14 | 8.88 | 8.62 |
| La ₂ O ₃ | 6.64 | 5.66 | 10.92 | 16.71 | 13.9 | 11.18 | – | – |
| Ce ₂ O ₃ | 12.92 | 11.33 | 21.11 | 21.89 | 21.31 | 21.33 | 2.18 | 1.62 |
| Pr ₂ O ₃ | 1.18 | 1.39 | 2.33 | 1.99 | 2.82 | 2.20 | – | – |
| Nd ₂ O ₃ | 4.99 | 4.51 | 9.50 | 6.32 | 8.22 | 10.06 | 1.46 | 1.15 |
| Sm ₂ O ₃ | 0.74 | 0.73 | 2.09 | – | 1.59 | 1.45 | – | – |
| Gd ₂ O ₃ | – | – | 1.04 | – | 1.07 | 1.44 | – | 0.61 |
| Yb ₂ O ₃ | – | – | – | – | – | – | 0.84 | 1.14 |
| ThO ₂ | – | – | – | – | – | – | 48.64 | 44.35 |
| UO ₂ | – | – | – | – | – | – | 0.95 | 4.60 |
| F | – | – | 4.90 | 4.31 | 4.21 | 4.68 | – | – |
| CO ₂ * | – | – | 26.82 | 26.87 | 27.13 | 26.80 | – | – |
| H ₂ O* | 3.19 | 3.30 | – | – | – | – | 5.99 | 5.99 |
| Σ | 104.70 | 103.82 | 98.61 | 98.31 | 99.45 | 98.20 | 97.31 | 99.16 |

Примечание. Прочерк – концентрации элементов ниже предела обнаружения. Кристаллохимические формулы (содержания H₂O и CO₂ – расчетные данные):

- 1 – (Ca_{1.01}Ce_{0.44}La_{0.23}Nd_{0.17}Pr_{0.04}Mn_{0.03}Sm_{0.02})Σ1.95(Al_{1.52}Fe_{1.48})Σ3.00(SiO₄)(Si₂O₇)O(OH)
- 2 – (Ca_{1.07}Ce_{0.38}La_{0.19}Nd_{0.15}Pr_{0.05}Mn_{0.05}Sm_{0.02})Σ1.90(Al_{1.52}Fe_{1.48})Σ3.00(SiO₄)(Si₂O₇)O(OH)
- 3 – Ca_{0.99}(Ce_{0.42}La_{0.22}Nd_{0.19}Pr_{0.05}Y_{0.05}Sm_{0.04}Gd_{0.02})Σ0.98(CO₃)₂F_{0.85}
- 4 – Ca_{1.01}(Ce_{0.44}La_{0.34}Nd_{0.12}Pr_{0.04}Y_{0.03})Σ0.97(CO₃)₂F_{0.74}
- 5 – Ca_{0.99}(Ce_{0.42}La_{0.28}Nd_{0.16}Pr_{0.06}Y_{0.05}Sm_{0.03}Gd_{0.02})Σ1.01(CO₃)₂F_{0.72}
- 6 – Ca_{1.02}(Ce_{0.43}La_{0.23}Nd_{0.20}Pr_{0.04}Y_{0.03}Sm_{0.03}Gd_{0.03})Σ0.98(CO₃)₂F_{0.81}
- 7 – (Th_{0.55}Y_{0.24}Ca_{0.12}Zr_{0.08}Ce_{0.04}Fe_{0.03}Nd_{0.03}U_{0.05}Yb_{0.01})Σ1.11(Si_{0.70}P_{0.20}As_{0.06}V_{0.03})Σ1O₄OH
- 8 – (Th_{0.44}Y_{0.21}Ca_{0.11}Zr_{0.09}Ce_{0.04}Fe_{0.04}Nd_{0.03}U_{0.05}Yb_{0.02}Gd_{0.01})Σ1.05(Si_{0.72}P_{0.19}As_{0.06}V_{0.03})Σ1O₄OH

Алланит-(Ce) образует крупные мелкозернистые скопления на площади более 10 мм² (рис. 2 а). Содержание редких земель составляет 23.62–26.47 мас. % (табл.). Формула алланита (рассчитана на Al + Fe = 3): (Ca_{1.01–1.07}Ce_{0.38–0.44}La_{0.19–0.23}Nd_{0.15–0.17}Pr_{0.04–0.05}Mn_{0.03–0.05}Sm_{0.02})Σ1.90–1.955(Al_{1.52}Fe_{1.48})Σ3.00(SiO₄)(Si₂O₇)O(OH).

Синхизит-(Ce) образует вытянутые тонкотаблитчатые формы. Расположен вдоль трещин в кварце (рис. 2 б). В его составе содержится значительное количество редких земель (46.91–48.91 мас. %) и CO₂ (26.64–27.35 мас. %). Формула минерала, рассчитанная на Ca + REE = 2, имеет вид: Ca_{0.99–1.02}(Ce_{0.42–0.44}La_{0.22–0.34}Nd_{0.12–0.20}Pr_{0.04–0.06}Y_{0.03–0.05}Sm_{0.03–0.04}Gd_{0.02–0.03})Σ0.97–1.01(CO₃)₂F_{0.72–0.85}.

Обнаружена редкая разновидность гидратированного торита. Он представлен мелкими скоплениями зерен (рис. 2 в). В его составе содержатся редкоземельные элементы (в мас. %) (до 4.42), фосфор (до 4.77), иттрий (до 8.88), мышьяк (до 2.19) и вода до 5.99 мас. %. Стехиометрическая формула торита (Si + P + As + V = 1): (Th_{0.44–0.55}Y_{0.21–0.24}Ca_{0.11–0.12}Zr_{0.08–0.09}Ce_{0.04}Fe_{0.03–0.04}Nd_{0.03}U_{0.05}Yb_{0.01–0.02}Gd_{0.01})Σ1.05–1.11(Si_{0.70–0.72}P_{0.19–0.20}As_{0.06}V_{0.03})Σ1O₄OH (см. табл.). Внутреннее строение однородное, вероятно, этот минерал, представляет собой твердый раствор ряда торит-гаспарит-монацит, по аналогии с установленным в 1962 году церфосфорхаттонитом (промежуточная фаза серии твердых растворов монацита-(Ce) и

хаттонита с соотношениями Th: LREE и Si: P, близкими к 1:1 (<https://www.mindat.org/min-35958.html>).

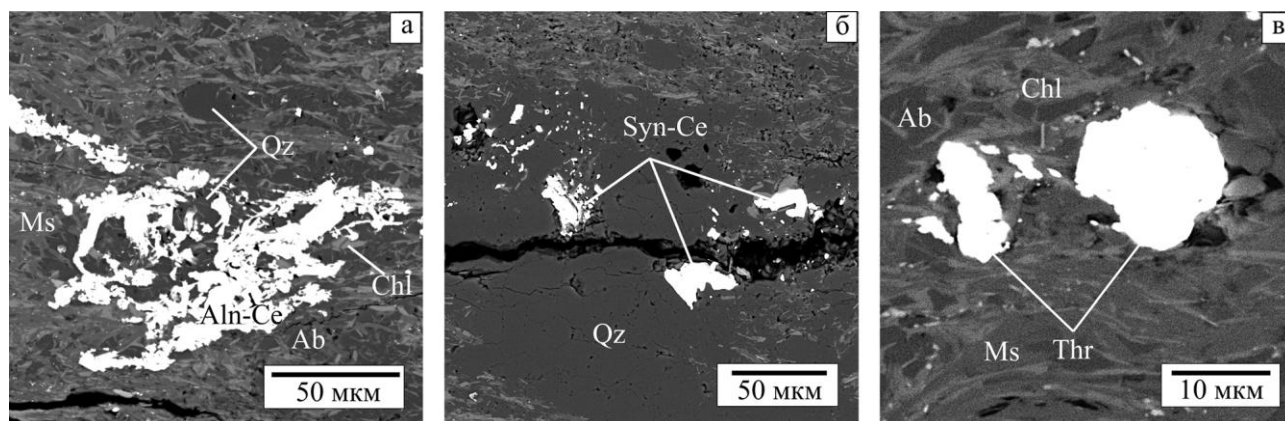


Рис. 2. РЗЭ-содержащие минералы в метапелитах маникуяхинской свиты

Aln-Ce – алланит-(Ce); Syn-Ce – синхизит-(Ce); Thr – REE-Y-P-As-торит; Ab – альбит; Chl – хлорит; Ms – мусковит; Qz – кварц.

Нами были изучены углеродсодержащие метапелиты маникуяхинской свиты хр. Енганепэ, в которых были обнаружены редкоземельных минералы – алланит-(Ce), синхизит-(Ce) и редкая разновидность гидратированного торита. Синхизит обнаруживается на всем протяжении Урала. На Южном Урале синхизит известен в виде включений в кварцитсодержащих прожилках кальцитов в вишнёвогорском миаскитовом массиве [Минералогический альманах, 2021] и метаморфических породах шатакского комплекса [Ковалев и др., 2024]. На Среднем Урале в метасоматитах сафьяновского медноколчеданного месторождения [Сорока, 2023]. На Приполярном Урале минерал найден в кварцсерицитовых сланцах неопротерозойской пуйвинской свиты [Юхтанов, Бурлаков, 1985].

В качестве основных минералов-концентраторов РЗЭ и Th в метапелитах маникуяхинской свиты выступают циркон и алланит. Безводный фторкарбонат редких земель синхизит-(Ce) и торит, образовались позднее, в результате замещения циркона и алланита под воздействием растворов, содержащих повышенные концентрации As, РЗЭ, P в процессе гидротермально-метаморфических преобразований.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по теме НИР: «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» – 122040600012-2 и «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых» – 122040600011-5.

Список литературы

Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки Российского минералогического общества, 2017. Т. 146. №5. С. 59–80.

Ковалев, С.Г., Ковалев А.А., Шарипова А.А. Редкоземельная минерализация в терригенных отложениях Шатакского комплекса (Южный Урал): видовое разнообразие и особенности химического состава // Литология и полезные ископаемые, 2024. №1. С. 19–33. DOI: 10.31857/S0024497X24010027

Минералогический альманах / В.И. Попова, В.А. Попов и др. 2021. Т. 25. Вып. 3. 128 с.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Леонова Л.В., Булатов В.А. Редкоземельные фторкарбонаты в породах Сафьяновского медно-цинково-колчеданного месторождения (Средний Урал) // Доклады Российской академии наук, 2023. Т. 508. № 1. С. 50–57. DOI: 10.31857/S2686739722600552

Шишкин М.А., Малых О.Н., Попов П.Е., Колесник Л.С. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 листа Q-41- XI (второе издание). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.

Юхтанов П.П., Бурлаков Е.В. Анкилит и синхизит из хрусталеносных гнёзд Приполярного Урала // Труды Института геологии. Коми филиал АН СССР, 1985. Вып. 50. №14. С. 99–104.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ (р. ЮРЮЗАНЬ)

С.А. Дуб

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
sapurin@igg.uran.ru*

Укская свита Башкирского мегантиклинория (БМА) Южного Урала завершает разрез каратауской серии верхнего рифея [Беккер, 1961; Маслов, Горожанин, 1998; Пучков и др., 2017]. Она является ключевым объектом для реконструкций как регионального (палеотектонического и палеогеографического), так и глобального (связанного с эволюцией внешних геосфер) характера. Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю карбонатно-терригенную (до терригенно-карбонатной) и верхнюю – существенно карбонатную. Нижняя подсвита (мощностью до 110 м) сложена глауконитсодержащими песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также известняками с терригенной примесью. Верхняя подсвита (до ~150 м) представлена массивными строматолитовыми и слоистыми зернистыми известняками, иногда доломитизированными.

Стратотипическим для укской свиты является разрез на правом берегу р. Юрюзань к востоку от г. Усть-Катав Челябинской области [Козлов, 1982; Сергеева и др., 2023] (известен также как разрез «Медведь»/«Шубино»), приуроченный к западному крылу Сулеймановской антиклинали. В этом разрезе нижеукская подсвита расчленена на три толщи (ямаштинскую, аккостякскую и авдырдакскую), а в составе верхней подсвиты выделено четыре толщи (юрюзанская, медвежья I, манайсинская и медвежья II) [Дуб, Гражданкин, 2021; Дуб и др., 2024].

Песчаники в стратотипе характерны для самой нижней – ямаштинской толщи мощностью около 20 м (при этом нижняя часть толщи задернована, но верхнюю часть, около 10 м, нам удалось вскрыть в нескольких расчистках). С ними ассоциируют алевролиты, тогда как аргиллиты присутствуют в подчиненных количествах. Песчаники серые с коричневатым оттенком и зеленовато-серые мелко-тонкозернистые часто алевритистые до алевритовых, алевролиты серые и коричневато-серые средне-крупнозернистые и крупнозернистые песчаные, аргиллиты коричневато-серые неравномерно алевритистые. Для песчаников и алевролитов типична линзовидная или пологая косоволнистая бугорчатая слоистость (текстуры типа «хаммоки»). Иногда в подошвах песчаных слоёв обнаруживаются мелкие (глубиной до нескольких сантиметров) слепки промоин, выполненные, как правило, более грубозернистым материалом. Слоистость подчёркивается распределением чешуек слюды, глауконита, цемента или поздних минералов (в т.ч. железистых карбонатов), а также изменением размерности зёрен.

По петрографическому составу песчаники соответствуют полевошпато-кварцевым разностям; общая доля обломочной компоненты варьирует от ~60 до 85% от площади шлифа [Дуб и др., 2024]. Для пород характерны глобулы глауконита – до 3–5%. Цемент представлен

глинистыми минералами, регенерационным кварцем и карбонатами; в значительно меньших количествах присутствует пирит (доли процента). Глинистый хлорит-иллитовый цемент как плёночный, так и поровый, редко до базального; суммарное содержание глинистого вещества варьирует от 5 до 30% от площади шлифа (чаще всего 10–15%). В мелко-тонкозернистых разностях песчаников с низким количеством глинистого вещества широко распространён регенерационный кварцевый цемент. На некоторых уровнях его содержание достигает 15% от площади шлифа, но чаще всего составляет от долей процента до 7% (обратно коррелирует с количеством глинистой компоненты). Карбонатный (в основном кальцитовый) цемент поровый и коррозионный, иногда до базального, распределён неравномерно: его доля варьирует от единичных кристаллов до 20% от площади шлифа, в целом возрастая вверх по толще (на отдельных уровнях песчаники и алевролиты известковистые до известковых). Наибольший интерес представляет соотношение основных породообразующих минералов. Поскольку в шлифах диагностика состава аллотигенной компоненты мелко-тонкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов затруднена и не очень надёжна, то для более точного определения минерального состава таких пород был задействован метод рентгеноструктурного анализа.

Рентгеноструктурный анализ проб проводился в ИГГ УрО РАН (Екатеринбург) на дифрактометре XRD-7000 (SHIMADZU), аналитик О.Л. Галахова. Полуколичественная оценка концентраций обнаруженных кристаллических фаз и определение параметров элементарной ячейки были выполнены с использованием расчетной программы SIROQUANT. Съёмка производилась в области углов 2Θ от 3 до 70°, режим работы рентгеновской трубки – 40kV, 30mA. Во многих пробах присутствует плохо раскристаллизованная (глинистая) фаза, которая не учитывалась при аналитических расчётах. Кроме того, для удобства сопоставления полученных данных из общей картины были исключены карбонатные минералы (таким образом, суммарное содержание кварца и полевых шпатов принято за 100%). Результаты исследований представлены в таблице.

Таблица

Минеральный состав алевроито-песчаных пород ямаштинской толщи уксской свиты в стратотипическом разрезе по данным рентгеноструктурного анализа

| № обр. | Литология | Минеральный состав* | Прочие минералы |
|------------|--|------------------------------------|----------------------------------|
| 22.10-6-1 | Песчаник тонкозернистый алевроитовый | кварц 68%, КПШ 21%, плагиоклаз 11% | глин. минералы |
| 22.10-6-2 | Алевролит крупнозернистый песчаный | кварц 60%, КПШ 27%, плагиоклаз 13% | глин. минералы |
| 22.10-6-3 | Песчаник тонкозернистый алевроитовый до алевролита | кварц 58%, КПШ 27%, плагиоклаз 15% | кальцит, глин. минералы |
| 22.10-6-5 | Алевролит средне-крупнозерн. песчаный | кварц 52%, КПШ 35%, плагиоклаз 13% | глин. минералы |
| 22.10-6-8 | Алевролит крупнозернистый песчаный | кварц 52%, КПШ 34%, плагиоклаз 14% | глин. минералы, кальцит, сидерит |
| 22.10-6-9 | Алевролит крупнозернистый песчаный | кварц 57%, КПШ 30%, плагиоклаз 13% | кальцит, глин. минералы |
| 22.10-6-10 | Песчаник тонкозернистый | кварц 68%, КПШ 25%, плагиоклаз 7% | глин. минералы, доломит, сидерит |
| 22.10-6-12 | Алевролит средне-крупнозерн. песчаный | кварц 49%, КПШ 33%, плагиоклаз 18% | кальцит, глин. минералы |

Примечание: * – доля основных породообразующих минералов (без учёта карбонатного и глинистого вещества, слюд и прочих второстепенных минеральных фаз).

Несмотря на то, что определения носят оценочный, полуколичественный характер, они предоставляют принципиально важную информацию о соотношении основных породообразующих компонентов (полевые шпаты/кварц) в песчаниках и крупнозернистых алевролитах. Из таблицы следует, что содержание кварца в образцах варьирует в пределах

49–68%, а полевых шпатов – 32–51%, при этом доля КПШ обычно в ~2–3 выше доли плагиоклаза. Обращает на себя внимание чрезвычайно высокое содержание полевых шпатов: отношение «полевые шпаты/кварц» меняется от 0.47 до 1.04. По всей видимости, вариации этого параметра обусловлены более интенсивным развитием регенерационного кварцевого цемента на отдельных уровнях (доля этого типа цемента в образцах 22.10-6-1 и 22.10-6-10 по шлифам оценивалась в среднем в 12% и 10% соответственно, в других образцах она ниже). Согласно нашим ранее проведённым петрографическим исследованиям, доля обломков пород в аллотигенной компоненте отложений незначительна – не выше 4% от общего числа зёрен. Соответственно, корректнее будет аттестовать данные отложения не как полевошпато-кварцевые, а как аркозовые разности (понимая под аркозами (алевро)песчаники с долей полевых шпатов в составе аллотигенной компоненты более 25% согласно [Шутов, 1967]). Вероятно, в разрезах БМА с более грубозернистыми песчаниками в ямаштинской толще достаточно высокая исходная доля полевошпатовой кластики оказалась сходным образом затушёвана процессами интенсивной регенерации окружающих зёрен кварца.

Полученные результаты являются предварительными и требуют подтверждения на более обширном материале. Ранее аркозовые песчаники на данном стратиграфическом уровне описаны не были; в настоящее время к верхнерифейскому аркозовому комплексу БМА отнесены только песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [Маслов, 2022]. Является ли это флуктуацией данного разреза или же аркозовые песчаники типичны для нижнеукской подсвиты в целом покажут дальнейшие исследования. В качестве косвенного подтверждения последнего предположения может служить значительное сходство в распределении возрастов детритовых цирконов в бирьянской и нижнеукской подсвиты [Маслов и др., 2018; Зайцева и др., 2022], находящихся соответственно в основании и вблизи кровли каратауской серии.

Таким образом, рассматриваемые образования ямаштинской толщи могут являться отложениями первого или второго седиментационного цикла. На основе обилия детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в нижнеукской подсвите предполагается [Зайцева и др., 2022], что поставщиком кластики в то время мог выступать террейн, причленившийся к Балтике в ходе гренвильской орогении. На ряде современных палеотектонических карт [Li et al., 2023; Dutkiewicz et al., 2024] для раннего неопротерозоя к югу от Балтики реконструируется примыкающий к ней крупный Западно-Африканский кратон (West African Craton в составе Родинии). Возможно, источником сноса служила шовная зона между ними. Ранее к выводу о расположении суши на юге пришли А.В. Маслов и В.М. Горожанин [1998] при изучении состава аутигенного глауконита из разных разрезов нижнеукской подсвиты. Результаты фациального анализа отложений [Дуб, Гражданкин, 2021; Дуб и др., 2024] также свидетельствуют об углублении бассейна укского времени в северном направлении.

Благодарность. Автор признателен О.Л. Галаховой за проведенное изучение вещественного состава терригенных отложений с полуколичественной оценкой содержаний минеральных фаз.

Исследования выполнены в соответствии с темой Госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Список литературы

Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Известия АН СССР. Серия геология. 1961. №9. С. 49–60.

Дуб С.А., Гражданкин Д.В. Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 2021. №6. С. 513–537.

Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т. Карбонатно-терригенные отложения нижнеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала // Литосфера, 2024. Т. 24. №3. С. 451–478.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. U–Th–Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвильских источников сноса в позднем рифее Южного Урала // ДАН, 2022. Т. 503. №2. С. 90–96.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Маслов А.В. Источники кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала: некоторые геохимические ограничения // Геохимия, 2022. Т. 67. №11. С. 1124–1141.

Маслов А.В., Горожанин В.М. Нижнеуральский уровень каратавия типовой местности: особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глауконита) // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 15–20.

Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // ДАН, 2018. Т. 482. №5. С. 558–561.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, 2017. Т. 23. С. 3–26.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал) // Литосфера, 2023. Т. 23. №1. С. 38–51.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые, 1967. №5. С. 86–103.

Dutkiewicz A., Merdith A.S., Collins A.S., Mather B., Ilano L., Zahirovic S., Müller R.D. Duration of Sturtian «Snowball Earth» glaciation linked to exceptionally low mid-ocean ridge outgassing // Geology, 2024. V. 52. P. 292–296.

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of sVpercontinent cycle // Earth-Science Reviews, 2023. V. 238. 104336.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД КУТУЕВСКОГО Au-Cu-ПОРФИРОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.Е. Знаменский, Н.М. Знаменская

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru*

Кутуевское Au-Cu-порфировое рудопроявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. В этой части сутурной зоны известно еще несколько небольших месторождений и рудопроявлений, относящихся к порфирово-эпитермальному семейству (Салаватское, Вознесенское, Медногорское, Николаевское и др.) [Кривцов, 1983; Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, Холоднов, 2018; Знаменский и др., 2019 и др.]. Из-за слабой изученности возраст и условия их образования являются предметом дискуссии. Практически отсутствуют данные по минералогии и физико-химическим параметрам образования интрузивных пород. Сведения об их химическом составе зачастую базируются только на единичных анализах. Цель настоящего доклада – рассмотреть минералогию, петролого-геохимические особенности и условия формирования рудоносных интрузивных пород Кутуевского рудопроявления.

Современная структура рудопроявления представляет собой пакет тектонических пластин, ограниченных разрывными нарушениями крутого юго-восточного падения. Отдельные пластины сложены терригенно-тефроидными породами с прослоями яшмоидов и обломочных известняков, близкими по литолого-фациальному составу к ильтибановской толще (D_{1lh}) [Маслов, Артюшкова, 2010], массивными серпентинитами,

серпентинитокластическими брекчиями эдафогенной природы с горизонтами офиокальцитов и линзами массивных Со-Си-колчеданных руд, местами перекрытыми маломощными толщами афировых и плагиофировых долеритов, пироксен-плагиофировых базальтов и андезибазальтов и их туфов.

По результатам поисковых буровых работ в пределах рудопроявления выявлена серия дайкообразных в плане тел габбродиоритов и диоритов. Они имеют длину по простиранию 200–350 м при ширине до 150 м. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами, как правило, нарушены разрывными нарушениями.

Основная рудная зона рудопроявления приурочена к наиболее крупному телу габбродиорит-диоритового состава, залегающему среди серпентинитов в центральной части рудопроявления. Она представляет собой сульфидно-кальцит-кварцевый штокверк, локализованный среди хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов и пропицитов. Вдоль западного контакта рудоносной интрузии местами развиты листовиты фуксит-карбонат-кварцевого состава, которые наложены на Au-Си-порфировую минерализацию.

Габбродиориты и диориты представляют собой мелкозернистые иногда среднезернистые породы с массивной текстурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен. Преобладают породы с порфировидной структурой, которая обусловлена наличием фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса имеет, главным образом, призматическизернистую структуру с преобладанием идиоморфизма плагиоклаза над моноклинным пироксеном.

Плагиоклаз, как правило, полностью замещен альбитом ($An=5.31-6.47\%$). Только в центральных зонах некоторых кристаллов сохранились реликтовые участки, по всей вероятности, приближающиеся по составу к первичному плагиоклазу. По содержанию анортитовой компоненты ($An=32.83-34.43\%$) плагиоклаз на этих участках соответствует андезину.

Клинопироксен по химическому составу разделяется на диопсид ($Wo_{45.2-47.9}En_{42.1-44.8}Fs_{9.2-10.3}$) и авгит ($Wo_{43.9-44.0}En_{45.2-45.5}Fs_{10.6-10.8}$). Обе разновидности моноклинного пироксена имеют невысокие концентрации Al_2O_3 (0.72–1.24 мас. %), низкую железистость ($Fe\#=0.17-0.2$) и не содержат Ti. Обычно клинопироксен в большей или меньшей степени замещен зеленой роговой обманкой нередко совместно с кварцем. Роговая обманка, плеохроирующая в зеленых тонах, представлена магниальной разновидностью (6.956–7.169 a.f.u. Si, 0.73–0.76 Mg/(Mg+Fe²⁺)). Содержание TiO_2 в ней варьирует от 0.72 до 1.0 мас. %, а Al_2O_3 – от 5.82 до 6.86 мас. %. Общая железистость составляет 0.43–0.45. Генетическая природа роговой обманки неясна и требует дальнейшего изучения. Клинопироксен и роговая обманка часто замещаются темноцветными минералами пропицитов (эпидотом, актинолитом, пренитом и хлоритом).

Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, титанитом, апатитом и титаномагнетитом. Кроме того, присутствует торит, обычно развивающийся по циркону.

Содержание SiO_2 в габбродиоритах составляет 53.2–56.2 мас. %, в диоритах – 57–57.8 мас. %. На диаграмме TAS фигуративные точки составов интрузивных пород попадают в поле магматических образований нормальной щелочности. По соотношениям K_2O и SiO_2 они относятся к умеренно-калиевой серии. Содержание TiO_2 невысокое, особенно в диоритах. На диаграмме Zr–Y габбродиориты и диориты располагаются в основном в области переходной от толеитовой к известково-щелочной петрохимической серии.

Интрузивные породы имеют надсубдукционные геохимические характеристики. Тренды распределения в них редких элементов демонстрируют на спайдерграммах обогащение крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Nb, Zr и положительных аномалий Sr, что отличает надсубдукционные магматиты. Принадлежность интрузивных пород рудопроявления к островодужным образованиям подтверждают отрицательные аномалии Ti, проявленные на большинстве спектров. В то же

время на некоторых из них аномалии Ti имеют положительный знак, что не характерно для надсубдукционных пород.

По сравнению с N-MORB интрузивные породы рудопроявления имеют более низкие содержания высокозарядных и редкоземельных элементов. Они характеризуются низкими концентрациями (в г/т) Rb (4.8–19.3), умеренными Sr (81.8–459.5), Ba (35.9–336.0), Zr (17.8–37.4) и металлов группы Fe (V=193.1–278.2, Cr=21.6–44.7, Ni=16.0–37.3), повышенными Cu (до 109.2).

Спектры распределения РЗЭ обогащены легкими лантаноидами. Значения $(La/Yb)_N$ составляют 3.9–4.49. Дифференциация внутри тяжелых лантаноидов отсутствует ($(Gd/Yb)_N=1.03–1.28$). Аномалии Eu на графиках РЗЭ не выражены ($Eu/Eu^*=0.94–1.05$).

Основными источниками, определяющими состав субдукционных магм, как известно, являются перидотиты мантийного клина и субдукционный компонент, в составе которого в различных пропорциях могут присутствовать водные флюиды, возникшие при дегидратации пород слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении осадков и базальтов субдуцирующей океанической плиты. Дополнительное «влияние» оказывают гетерогенность мантии, процессы коровой контаминации и другие факторы.

Судя по значениям Sm/Yb (1.48–1.98) и La/Sm (2.99–3.03), расплавы для интрузивных пород рудопроявления могли образоваться из шпинелевого перидотита [Школьник и др., 2009]. Гранат в мантийном источнике отсутствовал, либо его роль была незначительной, на что указывает также слабо фракционный спектр распределения РЗЭ в области тяжелых лантаноидов.

Отсутствие в источнике граната дает основание предполагать относительно небольшую глубину магмагенерации. Согласно данным С.М. Кая и Ц. Мподоциса [Kay, Mpodozis, 2001], гранат устойчив на глубинах более 45–50 км, а по расчетам Р.М. Еллама (Ellam, 1992) – свыше 60 км. Глубину области магмагенерации приблизительно можно оценить по значениям отношений Ce/Yb и Sm/Yb [Ellam, 1992; Wu et al., 2018]. На диаграмме Ce/Yb–Sm/Yb, точки этих отношений в интрузивных породах Кутуевского рудопроявления ($Ce/Yb=12.65–13.96$; $Sm/Yb=1.48–1.96$) попадают в интервал глубин примерно 45–50 км. Скорее всего, мантийным источником для магм служили перидотиты надсубдукционной литосферной мантии.

Состав и степень обогащения мантийного источника до его контаминации субдукционной компонентой позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов консервативных во флюидной фазе, с высоким валовым коэффициентом распределения (больше 1): Nb/Yb, Th/Yb и другие [Pearce, 2008]. Вариации значений Nb/Yb в габбродиоритах и диоритах рудопроявления, составляющие 0.93–1.72, указывают на то, что плавлению подвергался мантийный субстрат, близкий примитивной или слабо деплептированной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. Весьма информативными являются парные отношения Ba/La и La/Yb [Castillo et al., 1999], поскольку Ba является элементом весьма мобильным в водном флюиде, тогда как La и Yb относятся к элементам слабо мобильным.

На диаграмме Ba/La–La/Yb составы габбродиоритов и диоритов Кутуевского рудопроявления располагаются параллельно линии смешения MORB – флюид/осадок, что свидетельствует о существенном вкладе в магмагенезис элементов, мобильных во флюидной фазе [Castillo et al., 1999]. Повышенные содержания Cu в габбродиоритах и диоритах, достигающие 109.2 г/т, скорее всего, связаны с метасоматозом перидотитов флюидами, которые экстрагировали этот металл из субдуцирующей океанической плиты. По оценкам В.М. Уайта и Е.М. Кляйна, [White, Klein 2014], концентрации Cu в базальтах океанической коры существенно выше (~80 г/т), чем в мантии (~20 г/т). Повышенные значения La/Nb (4.1–6.8) в габбродиоритах и диоритах могут указывать на участие в магмагенезисе процессов коровой контаминации.

Для реконструкции P-T параметров образования габбродиоритов и диоритов было использовано несколько независимых минеральных геотермометров и геобарометров. Оценка ликвидусных температур расплавов родоначальных для интрузивных пород выполнена по геотермометру, основанному на равновесии клинопироксен-расплав [Putirka, 2008]. При равновесной кристаллизации клинопироксена из расплава отношение $K_D\text{Fe/Mg}$ должно быть близко к 0.27 ± 0.03 . Все изученные моноклинные пироксены рудопроявления удовлетворяют условию равновесия в системе клинопироксен-расплав. Значения $K_D\text{Fe/Mg}$ составляют в них $0.26-0.27$. Рассчитанные значения температуры варьируют в интервале от 1010 до 1072°C.

Давление, при котором происходила кристаллизация клинопироксена, было оценено с помощью клинопироксенового геотермобарометра, калиброванного X. Вангом с соавторами [Wang et al., 2021] для магматических пород основного и среднего состава. Полученные значения составили 1.35–1.78 Кбар. Отсутствие достоверных данных по содержанию воды в момент кристаллизации клинопироксена не позволило использовать этот геотермобарометр для определения температуры расплава.

Для определения температуры кристаллизации габбродиоритов и диоритов нами привлечены также данные по Zr-Hf-термометру для циркона. Этот термометр, разработанный Л.Я. Арановичем с соавторами [Аранович и др., 2020], основан на распределении Zr и Hf между цирконом и расплавом. Расчет температуры выполнен для двух кристаллов циркона. Значения температуры составили 1008 и 1026°C. Полученные значения температуры и давления отвечают гипабиссальным условиям.

Нами проведен сравнительный анализ петролого-геохимических характеристик интрузивных пород Кутуевского рудопроявления и других порфировых месторождений и рудопроявлений Магнитогоской мегазоны. По геодинамическим условиям формирования и возрасту порфировые месторождения мегазоны могут быть разделены на две основные группы: 1) образовавшиеся в островодужной обстановке ($D_{1-2}?$) и 2) сформировавшиеся в условиях аккреции и коллизии девонской островной дуги с краем Восточно-Европейской платформы (D_3-C_1) [Грабежев, 2014; Грабежев и др., 2017; Плотинская, 2023].

К первой группе относятся порфировые проявления зоны ГУР (Вознесенское, Салаватское, Большой Каран и др.). Вторая группа представлена Au-порфировым Юбилейным месторождением и Cu-Mo-порфировым Верхнеуральским рудопроявлением.

По геологической позиции, петрографическим и геохимическим особенностям состава интрузивных пород Кутуевское рудопроявление сопоставимо с месторождениями первой группы. Общим для них является преобладание в составе продуктивных комплексов габбродиоритов и диоритов. Интрузивные породы представляют собой умеренно-калиевые образования, имеющие нормальную щелочность, известково-щелочной или переходный толеитовый-известково-щелочной состав [Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, 2021; Знаменский и др., 2022; Плотинская, 2023]. Они обладают низкими содержаниями Rb, Nb, Y, Yb и P3Э. Продуктивные гранитоиды Магнитогорской мегазоны, образовавшиеся в условиях аккреции и коллизии дуга-континент, обладают заметно более высокими концентрациями этих элементов.

Спектры распределения P3Э в рудоносных интрузиях порфировых проявлений зоны ГУР характеризуются невысокой степенью обогащения легкими лантаноидами. Значения La_N/Yb_N варьируют в интервале от 1.16 до 6.08. Исключение составляют адакитоподобные гранитоиды, слагающие часть рудоносных даек Вознесенского месторождения ($La_N/Yb_N=5.12-10.41$). В основном они обладают петролого-геохимическими характеристиками магматитов, формирующихся на начальных стадиях развития энсиматических островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988]. Для сравнения значения La_N/Yb_N в гранитоидах Юбилейного месторождения составляют 9.2–11.7, а Верхнеуральского рудопроявления – 9.1–26.2 [Плотинская, 2023].

Актуальной задачей остается определение изотопного возраста интрузий и руд порфировых проявлений зоны ГУР. Изотопные датировки имеются только для

Вознесенского месторождения и Карагайкульского рудопроявления. Они отвечают раннему девону. U-Pb возраст диоритов, слагающих Вознесенский массив, составляет 412 ± 3 млн лет [Грабежев и др., 2017]. Для молибденита порфировых руд, связанных в этом массиве с дайками гранитоидов, О.Ю. Плотинской [2023] Re-Os методом получены две датировки: 396 ± 6 и 394 ± 6 млн. лет. Возраст цирконов отличается от возраста молибденита, что требует проведения дополнительных исследований. Для диоритов Карагайкульского рудопроявления получена Sm-Nd изохрона с возрастом 418 ± 25 млн лет [Kosarev et al., 2014].

Работа выполнена в рамках программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0011.

Список литературы

Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А. Океанический циркон как петрогенетический индикатор // Геология и геофизика, 2020. № 5–6. С. 685–700.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Грабежев А.И. Юбилейное Cu-Au-порфировое месторождение (Южный Урал, Россия): SHRIMP-II U-Pb-возраст циркона и изотопно-геохимические особенности рудоносных гранитоидов // Доклады РАН, 2014. Т. 454. №3. 315–318.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, 1992. 199 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала // Литосфера, 2017. №5. С. 113–126.

Знаменский С.Е. Петролого-геохимические характеристики пород Вознесенского интрузивного массива (Южный Урал): к вопросу о составе и источниках магм, продуцирующих золото- и медно-порфировое оруденение // Литосфера, 2021. №3. С. 365–385.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. №1. С. 1–16.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. Карагайкульское золото-порфировое рудопроявление (Южный Урал): геология и петрогенезис интрузивных пород, состав минералов околорудных метасоматитов и руд // Георесурсы, 2022. №3. С. 187–196.

Знаменский С.Е., Холоднов В.В. Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал) // Литосфера, 2018. №4. С. 607–620.

Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.

Плотинская О.Ю. Порфирово-эпитептермальные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук / ИГЕМ РАН. Москва, 2023. 39 с.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая позиция метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика, 2009. №9. С. 1013–1024.

Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999. №1. P. 33–51.

Ellam R.M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology, 1992. №2. P. 153–156.

Kay S.M., Mpodozis C. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction system and thickening crust // GSA today, 2001. №11. P. 4–9.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv A.I., Ronkin Y.L. New data on the age and geodynamic position of copper-porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals) // Doklady Earth Sciences, 2014. V. 495. №1. P. 1317–1321.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth. // *Chemical Geology*, 1995. V. 120. P. 223–253.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*, 2008. V. 100. P. 14–48.

Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2008. V. 69. P. 61–120.

Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // *Eur. J. Mineral.*, 2021. V. 33. P. 621–637.

White W.M., Klein E.M. Composition of the Oceanic Crust // *Treatise on Geochemistry*, 2014. Ch. 4.13. P. 457–496.

Wu Z., Barosh P., Zhang Q., Wu J., Yang Y. A thickness Gauge for the lithosphere based on Ce/Yb and Sm/Yb of mantle-derived magmatic rocks // *Acta Geologica Sinica*, 2018. V. 92. P. 2120–2135.

ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТОБОЛЬСКО-БУРУКТАЛЬСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

И.Х. Кадырбаков^{1,2}, В.М. Ивин^{1,2}, Н.Р. Галимов²

¹Уфимский университет науки и технологий, Уфа

²Уральское горно-геологическое агентство, Уфа

ilgam-kadyrbakov@mail.ru

Восточная часть Оренбургской и Челябинской областей богата золоторудными объектами. Изучены и осваиваются месторождения Кумакской и Кировской групп, Светлинское и др. Они локализованы в пределах Аниховского линейного грабена.

В Российской части Тобольско-Буруктальского синклинория, на сегодняшний момент, известны только два небольших проявления золота – Бисмулла и Правотобольское, хотя прямые поисковые признаки золотого оруденения были установлены в 1989–1992 годах при картировочном бурении в рамках глубинного картирования территории [Лядский, 1998 г.]. По 17 скважинам получены пересечения мощностью 1–4 м с содержаниями золота в породах 0.5–5 г/т, в 7 скважинах – от 2 до 5 г/т. Данная структура на нижнем структурном этаже сложена нижнедевонско-среднекаменноугольными (D₁–C₂) дунит-гарцбургитовыми, базальт-риолитовыми, базальтовыми и карбонат-терригенными формациями. Синхронные с ними интрузивные комплексы образуют позднедевонские габбро-диорит-плагиигранитовую и монзонит-граносиенит-лейкогранитовую формации фронтальных и тыловых частей зон субдукции. Верхний структурный этаж состоит из рыхлых продуктов коры выветривания мезозойского возраста и осадочными отложениями палеогена, неогена и четвертичного периода (Mz–Q).

Последние десятилетия наблюдается повышенная поисковая активность на золото на этой территории. Результаты поисковых работ не однозначны. Предшественниками (Каюмов И.Ф. и другие) в качестве объекта-аналога рассматривалась Кировская группа месторождений рудного золота Челябинской области (Кировское, Южно-Кировское, Каменское). Основанием к таким выводам послужили приуроченность месторождений к карбонатно-терригенным образованиям нижнего карбона, наличие существенно углеродистых пород (алевролиты, сланцы), близость к интрузиям кислого ряда [Дубинин, 1962 г.].

Кировская группа месторождений. Однако анализ показывает, что между геологическими образованиями исследуемой площади и, в которых развиты месторождения Кировской группы, наблюдаются существенные отличия:

– рудовмещающие отложения Кировских месторождений отличаются карбонатно-терригенным составом, в нашем же случае мы имеем вулканогенно-терригенный разрез с весьма починенной ролью карбонатного вещества;

– коры выветривания в Кировском поле развиты до глубин 200 и более метров. Руды локализованы в коре выветривания, за пределами кор выветривания встречена убогая сульфидная минерализация со слабой золотоносностью;

– залежи Кировской группы пластообразные, выдержанные по мощности, относительно пологие ($10\text{--}50^\circ$), относительно мощные (10–50 м);

– месторождения Кировской группы несут признаки формирования в аргиллизитах, т.е. коры выветривания могут быть связаны не только с гипергенными процессами, но и с низкотемпературными гидротермами.

Результаты анализа, выявившего факты геологического отличия сравниваемых территорий, заставили вернуться к вопросу поиска аналога искомым месторождений в Тобольско-Буруктаальском синклинии. В его северной части на территории Казахстана на сегодняшний день выявлена целая серия значительных золоторудных объектов [Джафаров, 2003]. Здесь выделяются четыре золоторудных поля. Наиболее крупное – Джетыгаринское месторождение расположено в 40 км севернее исследуемой площади. Комсомольское и Аккаргинское рудные поля – на ее юге. Все объекты Тобольско-Буруктаальского синклинии Казахстана имеют тесную пространственную связь с гипербазитовыми массивами, а также с гранитоидами тоналит-плагиогранитного ряда; расположены в зоне влияния Джетыгаринского сутурного шва и его оперяющих структур.

По данным казахских геологов, Джетыгаринское месторождение и Комсомольская группа месторождений приурочена к различным горизонтам мариинской свиты, датируемой протерозоем. Однако отнесение мариинской свиты к протерозою не доказано. Не исключено, что мы имеем дело с одним и тем же геологическим телом (аккаргинской толщей), только претерпевшим локальный метаморфизм амфиболитовой фации.

Общие запасы золота казахстанской части синклинии составляют не менее 50 т (т.е. о каких удалось получить информацию), ресурсный потенциал – не менее 100 т. Объем добытого золота – не менее 40 т.

Аккаргинская группа месторождений. Залежи локализованы в составе углеродисто-песчано-сланцевых отложений верхнего девона, «зажатых» среди метаморфогенных образований девона, и серпентинитов аккаргинско-буруктаальского массива. Руда сосредоточена в узких линейных зонах минерализации длиной до 1000 м, мощностью 0.5–5 м, прослеженных на глубину 100–250 м, с содержанием золота до 2–25 г/т.

Полных сведений о запасах Аккаргинских месторождений мы не имеем. По отрывочным данным ясно, что запасы Аккаргинского, Южно-Аккаргинского и Леонидовского месторождений составляют не менее 20 т золота.

Анализ геологической обстановки показывает, что рассматриваемая площадь более соответствует району, в котором встречаются рудные залежи Аккаргинской группы месторождений. Данный вывод вытекает из следующих фактов:

– потенциальные объекты локализованы в одной мегазоне Тобольско-Буруктаальского синклинии;

– пространственно Аккаргинские месторождения расположены непосредственно на продолжении полосы аккаргинской свиты, в 10–15 км севернее, на территории Казахстана;

– наблюдается тесная пространственная связь месторождений Аккаргинской группы с массивами серпентинизированных ультрабазитов Аккаргинско-Буруктаальского комплекса и гранитоидов нижнего карбона;

– в разрезе вмещающих отложений сравниваемых групп рудных объектов значимую роль играет вулканогенный компонент;

– сравниваемые объекты находятся в зоне влияния крупного Джетыгаринского разлома.

Таким образом, в пределах российской территории Тобольско-Буруктаьского синклинория логично прогнозировать выявление перекрытых месторождений коренного золота в крутопадающих, узких, выдержанных по простиранию телах слабовыраженных метасоматитов березитового и листвинитового типа по разнообразному субстрату. В качестве объекта аналога рассматривается Аккаргинская группа месторождений, которые встречаются в южной части синклинория на территории Казахстана.

Установленные особенности позволяют принять в качестве геологической модели искомым объектов – Аккаргинскую группу месторождений Казахстана. Соответственно, сосредоточиться на поиске аналогичных узких, линейно-вытянутых маломощных (1–7 м), крутопадающих тел субмеридиональной ориентировки с относительно богатыми содержаниями золота.

Список литературы

Дубинин В.С., Дроздова В.В. Отчет Кенгуссайской поисковой партии о результатах комплексных поисковых работ. Листы М-41-27-Б-Г, М-41-39-Б. Оренбургской области. Оренбург, 1962. 765 с.

Джафаров Н.Н., Джафаров Ф.Н. Полезные ископаемые Джетыгаринского рудного района (Костанайское Зауралье). Алматы: Алем, 2003. 244 с.

Лядский П.В. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Буруктаьского рудного района. Результаты глубинного геологического картирования масштаба 1: 50 000. ТФГИ Оренбургской области. Нежинка, 1998. 231 с.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВ АВЗЯНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.М. Казбулатова

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
kazbulatova@mail.ru*

В горнорудных районах по состоянию почв можно судить как о восстановлении техногенных, так и об устойчивости природных ландшафтов [Костенков, Пуртова, 2010; Чупрова, Кураченко, 2018]. С экологической точки зрения почвенное органическое вещество может участвовать в процессах миграции тяжелых металлов и металлоидов (аккумуляции, переносе, растворении и т.п.) [Schulze et al., 2000]. Чем больше гумуса в почве, тем больше тяжелых металлов и металлоидов в ней удерживается. Оценка экологического состояния почв особенно актуальна для золоторудных месторождений, где тяжелые металлы присутствуют как элементы-спутники золота.

Авзянский рудный район приурочен к южной части Башкирского мегантиклинория и охватывает значительную по площади территорию от широтного течения р. Большой Инзер на севере до субширотного колена р. Белой на юге [Ларионов, 1988]. В административном плане он располагается в Белорецком районе Республики Башкортостан.

Рудный район с севера на юг характеризуется присутствием крупных месторождений флюорита (Суранское), магнезита (Исмакаевское, проявление Богряшка), большого количества месторождений бурых железняков (Кухтурское, Краснорецкое, Ашкарское и др.), а также мелких месторождений и рудопроявлений коренного и россыпного золота (Кургашлинское, Улюк-Бар, Рамеева жила, Калашникова жила, Богряшка, Горный Прииск, Карасмаякское, Надеждинское, Большой Ключ, Рыжова Поляна, Каменный ключ, Авзянское и др.) [Ларионов и др., 1987; Салихов и др., 2008; Мичурин и др., 2018; Крупенин и др., 2019; Казбулатова и др., 2022; Казбулатова, Мичурин, 2024]. Рудовмещающими являются

осадочные терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего и среднего рифея. Рудные объекты локализованы преимущественно в нижнерифейских песчаниках большеинзерской свиты и карбонатных породах суранской свиты.

В настоящей работе в районе золото-кварцевого малосульфидного месторождения Улюк-Бар и рудопроявления Кургашлинское на рентгеновском дифрактометре ДРОН-4 (НПП Буревестник, Россия) изучен минералогический состав почв (рис.), определено содержание в них органического вещества титриметрическим методом (метод Тюрина) и изучены виды этих веществ на электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact (Tescan Brno s.r.o., Чехия). Почвообразующими породами исследуемых почв являются большеинзерские песчаники (Улюк-Бар) и суранские доломиты (р. Кургашля).

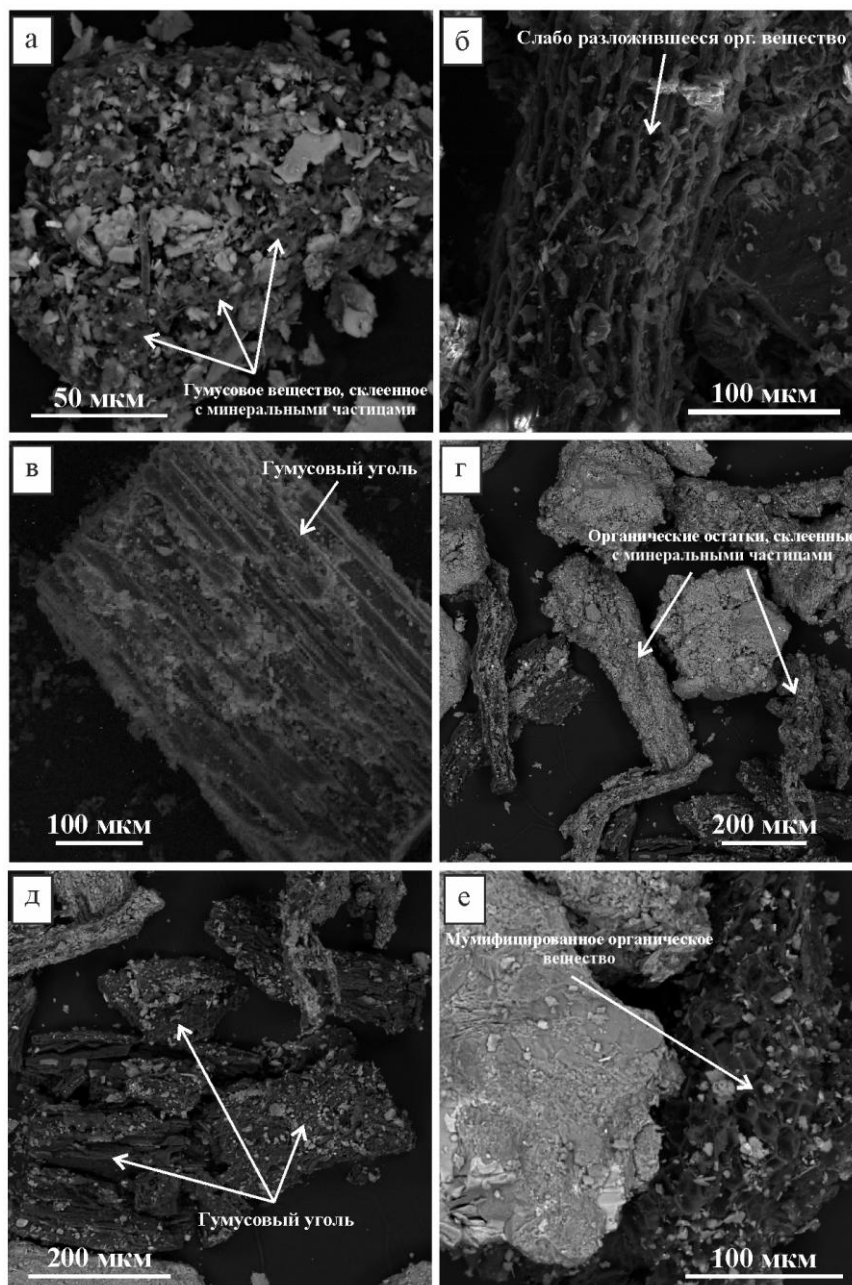


Рис. Органическое вещество в почвах золоторудных объектов Авзянского рудного района

а, г – органическое вещество, склеенное с минеральными частицами; б – слабо разложившееся органическое вещество; в, д – гумусовый уголь; е – муцифицированное органическое вещество. а–в – месторождение Улюк-Бар, г–е – р. Кургашля.

В Авзянском рудном районе в исследованных объектах встречаются глинистые и суглинистые почвы элювиально-делювиального генезиса, подзолистые почвы и черноземы небольшой мощности до 0.1–0.6 м, песчаные и супесчаные почвы, достигающие мощности 1 м и более. Минералогический состав рассматриваемых почв представлен кварцем, иллитом, каолинитом, гетитом и железо-марганцевыми конкрециями. Самую большую экологическую опасность в районе исследования представляют Sb и As [Казбулатова и др., 2022; Казбулатова, Мичурин, 2024]. As чаще всего встречается в гетите и редко в каолините. Sb имеет значимую положительную корреляцию с органическим углеродом ($K_{\text{корр}}=0.63$), что позволяет предположить сродство с гумусовыми веществами. За счет высокой устойчивости гетита As является малоподвижным или совсем неподвижным. Напротив подвижность Sb достаточно высокая.

Органическое вещество образует устойчивые микроагрегаты с почвенными минеральными частицами (рис. а, г). Закреплению гумуса также способствует наличие минералов глинистого состава. Все это придает дополнительную прочность и устойчивость почве. Образовавшаяся комковато-зернистая структура улучшает ее водопроницаемую, водоудерживающую способность и воздухопроницаемость.

Другая часть органического вещества в почвах (большая – в пойме р. Кургашля, меньшая – в районе месторождения Улюк-Бар) находится в стадии становления – в нем еще проявляется клеточное строение (грубый гумус) (рис. б). Редко встречается гумусовый уголь (рис. в, д).

Мумифицированное органическое вещество отмечается лишь в районе р. Кургашля (рис. е). Оно, как и гумусовый уголь, говорит о засушливых условиях их образования [Соколов и др., 2014]. Это могло быть следствием высокой скорости просачивания грунтовых вод.

Таким образом, преобладающая часть органического вещества почв в районе месторождения Улюк-Бар находится в форме гумуса (см. рис.). При этом содержание гумусового вещества определяет почвы во всем районе как среднегумусные (в среднем – 4,45 мас. %, табл.).

Таблица

Содержание органического вещества/гумуса (мас. %) в почвах золоторудных объектов Авзянского рудного района

| Номер пробы | $C_{\text{орг}} / \text{Гумус}$ | Номер пробы | $C_{\text{орг}} / \text{Гумус}$ |
|-------------|---------------------------------|-------------|---------------------------------|
| п1 | 2.35/4.06 | м2848 | 0.12/0.21 |
| п2 | 12.97/22.36 | м2849 | 0.01/0.03 |
| п3 | 5.63/9.71 | м2850 | 3.55/6.12 |
| п4 | 0.83/1.44 | м2851 | 3.47/5.99 |
| п5 | 2.18/3.75 | м2852 | 0.15/0.26 |
| п6 | 2.36/4.07 | м2853 | 0.23/0.40 |
| п7 | 0.74/1.27 | м2854 | 2.11/3.63 |
| м2847 | 2.01/3.47 | | |

Примечание. п1–п3 – черноземы, м2847–м2854 – глинистые и суглинистые почвы месторождения Улюк-Бар; п4–п7 – песчаные и супесчаные почвы в пойме р. Кургашля.

Из этого следует, что в районе месторождения Улюк-Бар почвообразовательные процессы протекали при более влажных условиях, по сравнению с таковыми в пойме р. Кургашля. Вместе с тем, как показано нами ранее [Казбулатова и др., 2022; Казбулатова, Мичурин, 2024], в Авзянском рудном районе превышение ПДК целого ряда химических элементов в реках обусловлено природными (геогенными) причинами. Руды и вмещающие их породы, участвующие в геологическом строении района, выступают первоисточником тяжелых металлов в его природных водах. В этом плане более высокие влажные условия образования почв в месторождении Улюк-Бар являются благоприятным фактором с экологической точки зрения. Они приводят к устойчивости почв и позволяют им выступать

геохимическим барьером для дальнейшей миграции тяжелых элементов в природные воды. Напротив, в пойме р. Кургашля засушливые условия приводят не к гумификации органических остатков, а к их мумификации и высушиванию. Песчаные почвы не будут в полной мере аккумулировать тяжелые металлы и металлоиды, которые смогут беспрепятственно мигрировать.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

Казбулатова Г.М., Мичурин С.В. Оценка экологической опасности золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 35. № 5. С. 142–157.

Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Карамова А.М. Геоэкологическая оценка состояния поверхностных вод Авзянского золоторудного района Республики Башкортостан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333, № 8. С. 139–152.

Костенков Н.М., Пуртова Л.Н. Общие закономерности формирования почв на отвальных породах и их гумусовое состояние // Вестник КрасГАУ, 2009. №6. С. 17–22.

Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гарасва А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я. Условия формирования Mg-Fe метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных толщах Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 2019. № 3. С. 262–277.

Ларионов Н.Н. Основные черты тектоники Авзянского рудного района на Южном Урале // Формирование земной коры Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 75–82.

Ларионов Н.Н., Настасиенко Е.В., Смолянский П.Л., Сомов М.М. О новом типе селлаит-флюоритовой минерализации // Минералогический журнал, 1987. Т. 9. №2. С. 22–25.

Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера, 2018. Т. 18. №1. С. 61–81.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Ларионов Н.Н., Беликова Г.И. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). Уфа: Гилем, 2008. 148 с.

Соколов Д.А., Кулижский С.П., Лойко С.В., Доможакова Е.А. Использование сканирующей электронной микроскопии для диагностики процессов почвообразования на поверхности отвалов каменноугольных разрезов Сибири // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология. 2014. №3 (27). С. 36–52.

Чупрова В.В., Кураченко Н.Л. Устойчивость почв к экзогенным воздействиям: учеб.-метод. пособие. Красноярск, 2018. 171 с.

Schulze D., Kruger A., Segebade Ch. Stability and mobility of metal-humic complexes isolated from different soils // Journal of radioanalytical and nuclear chemistry, 2000. V. 244. P. 51–53.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЧЕВКИНИТА В ПРОЦЕССЕ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев, А.А. Шарипова

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
kovalev@ufaras.ru

Минералы группы чевкинита представляют собой моноклинные оксо-диортосиликаты редкоземельных элементов, титана и железа с содержанием REE₂O₃ до ~ 50 мас. %. Кроме того, известны члены с преобладанием Mg, Al, Mn, Cr, Sr или Zr в одном из катионных положений. На сегодня в ней известно шесть таких минеральных видов:

- чевкинит – [Ce] Ce₄[Ti, Fe²⁺, Fe³⁺]₅[Si₂O₇]₂O₈,
- перрьерит – [Ce] Ce₄MgFe³⁺2Ti₂[Si₂O₇]₂O₈,
- поляковит – [Ce] [Ce, Ca]₄[Mg, Fe²⁺][Cr³⁺, Fe³⁺]₂[Ti, Nb]₂[Si₂O₇]₂O₈,

- кристофшеферит – $[Ce] [Ce_3Ca]MnTiFe^{[3+]}Ti_2[Si_2O_7]_2O_8$,
- дингдаохенгит – $[Ce] [Ce,La]_4Fe^{2+}[Ti,Fe^{2+},Mg,Fe^{2+}]_2Ti_2[Si_2O_7]_2O_8$,
- маонюпингит – $[Ce] [Ce,Ca]_4[Fe^{3+},Ti,Fe^{2+}][Ti,Fe^{3+},Fe^{2+},Nb]_4[Si_2O_7]_2O_8$.

Минералы группы обнаружены в многочисленных разновидностях магматических [Macdonald, Belkin, 2002; Troll et al., 2003; Vlach, Gualda, 2007; Bagiński, Macdonald, 2013; Macdonald et al., 2019; Спиридонов и др., 2019; Domańska-Siuda et al., 2022] и метаморфических [Belkin et al., 2009; Macdonald et al., 2015] пород, включая лунные базальты [Muhling et al., 2014]. По данным Р. Макдональда с соавторами минералы группы чевкинита могут образовываться в диапазоне давлений от 50 до <10 Кбар и в широком диапазоне температур [Macdonald et al., 2019].

Мисаелгинский комплекс является одним из представителей дифференцированных интрузий западного склона Южного Урала. В его состав входят два тела мощностью 45 и более 216 м, расположенные в юго-западной части тараташского метаморфического комплекса (рис. 1). В их сложении участвуют: порфировидные оливиновые долериты (в эндоконтактных зонах), среднезернистые оливиновые пироксениты, габбродолериты и феррогаббродолериты.

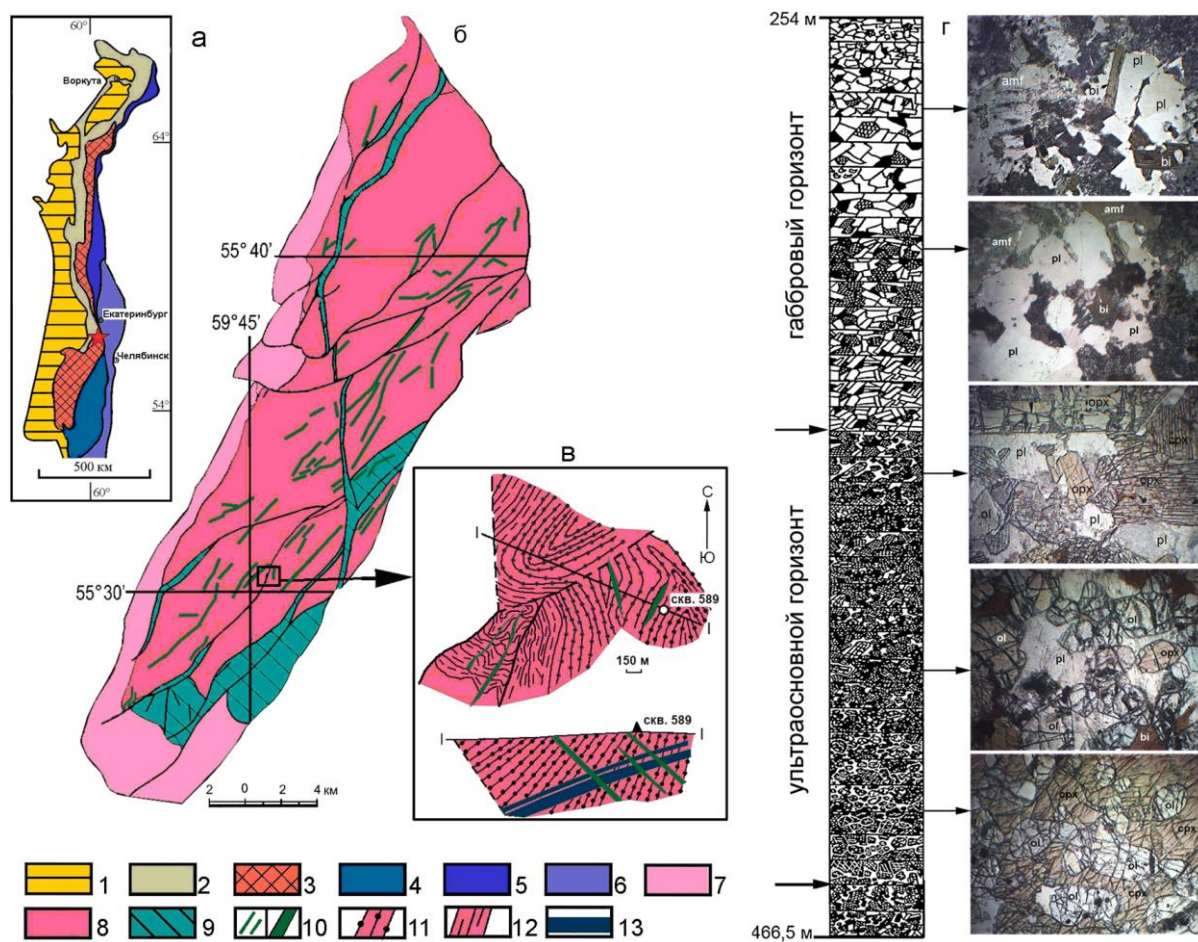


Рис. 1. Структурная схема Урала (а), геологическая схема тараташского комплекса (б), участка «Магнитный» с телами пород мисаелгинского комплекса (в) и петрографический разрез и микрофотографии пород мисаелгинского комплекса (г)

1–6 – мегазоны Урала: 1 – Предуральская, 2 – Западно-Уральская, 3 – Центрально-Уральская, 4 – Тагильская, 5 – Магнитогорская, 6 – Восточно-Уральская; 7 – отложения айской свиты нижнего рифея (RF₁); 8 – архей-протерозойские отложения нерасчлененные; 9 – тектонические зоны с бластомилонитами; 10 – разновозрастные дайки базитов; 11 – мигматиты; 12 – гранат-биотитовые гнейсы; 13 – расслоенные тела мисаелгинского комплекса. ol – оливин; орх – ортопироксен; срх – клинопироксен; pl – плагиоклаз; amf – амфибол; би – биотит.

В интрузиве выделены следующие горизонты (снизу вверх): нижняя эндоконтактовая зона мощностью около 2 м, ультраосновной горизонт – 110–112 м и габбровый горизонт – 100–110 м (см. рис. 1), детальная характеристика которых дана в ранее опубликованных работах [Ковалев, Ковалев, 2021, 2022]. Возраст пород, определенный Sm-Nd методом составляет 1481 ± 58 млн лет [Kovalev et al., 2024].

Минералы группы чевкинита обнаружены в породах габбрового горизонта в виде хорошо ограненных кристаллов призматического или уплощенно-призматического габитуса (рис. 2, а, б), удлиненно-ксеноморфных и изометрично-ксеноморфных выделений (рис. 2, в–д) размером до 50 мкм по удлинению. Минералы пойкилитово включены в зерна амфибола или биотита. Они наблюдаются также в интерстициальном пространстве, выполненном кварц-полевошпатовым либо кварцевым материалом. Очень часто по периферии кристаллы замещаются алланитом (см. рис. 2, а, в, г, д) и в одном случае титанитом (см. рис. 2, б). Ранее, в ультраосновном горизонте этого тела были обнаружены монацит-(Ce), алланит-(Ce) и РЗЭ-содержащий эпидот [Ковалев, Ковалев, 2023]. Как видно из приведенных микрофотографий монацит-(Ce) присутствует и в породах габбрового горизонта (см. рис. 2, е).

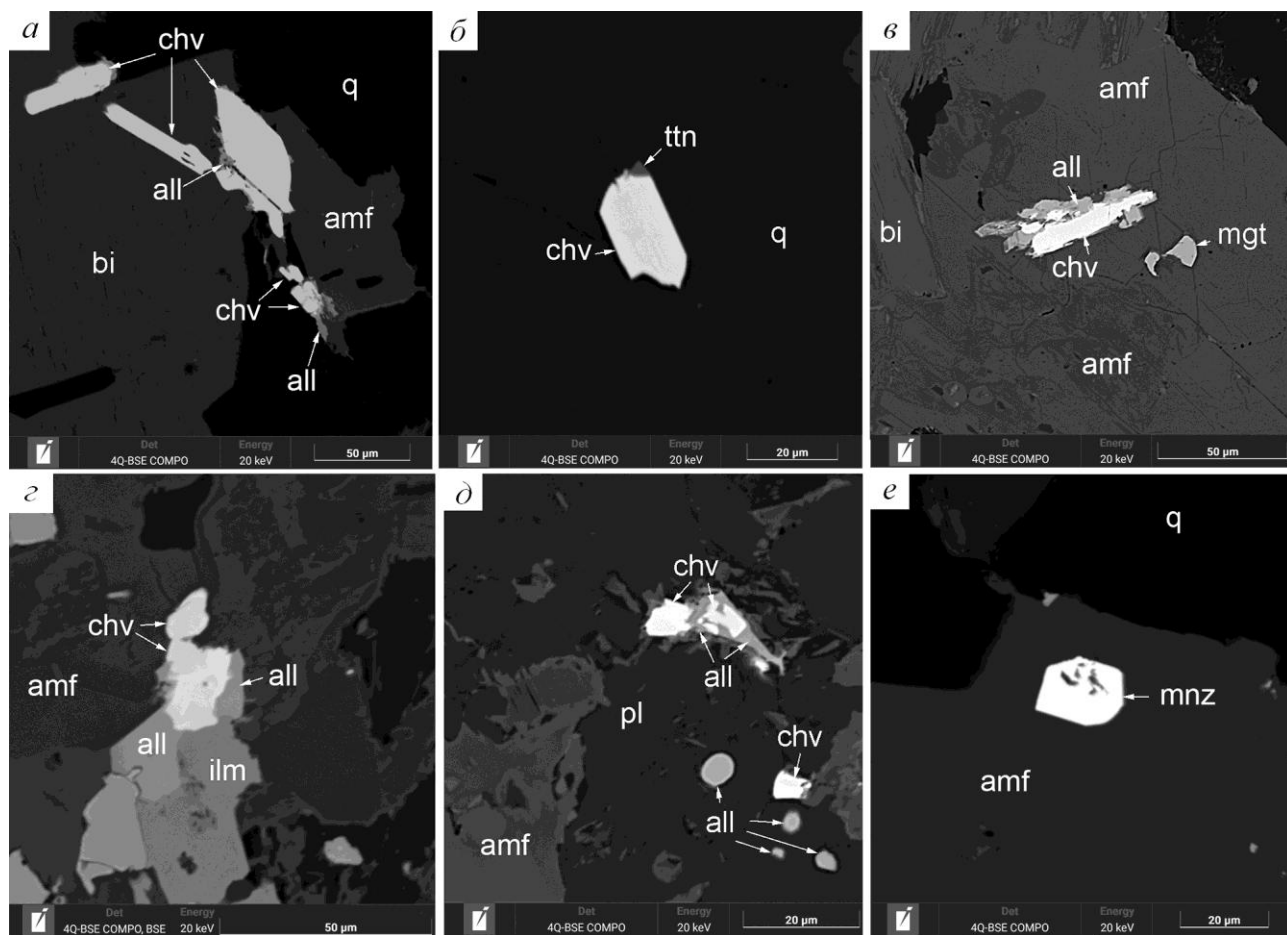


Рис. 2. Микрофотографии минералов группы чевкинита в породах мисаелгинского комплекса

chv – минералы группы чевкинита; all – алланит; amf – амфибол; bi – биотит; ttn – титанит; mgt – магнетит; ilm – ильменит; pl – плагиоклаз (олигоклаз); q – кварц.

Ранее нами было показано, что распределение редкоземельных элементов в породах мисаелгинского комплекса характеризуется определенным своеобразием. Так, степень фракционирования РЗЭ (среднее для габброидов – $La_n/Lu_n = 10.7$, $Ce_n/Yb_n = 9.1$; среднее для

пироксенитов – 8.2, 7.3 соответственно), а также фракционирование легкой (La_n/Sm_n для габброидов – 2.2, пироксенитов – 2.0) и тяжелой (Gd_n/Yb_n для габброидов – 3.28, для пироксенитов – 3.06) групп, свидетельствует об «инертном» поведении РЗЭ при внутрикамерной дифференциации расплава. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав плагиогранитного состава резко обогащается всей группой РЗЭ [Ковалев, Ковалев, 2021]. Ввиду того, что в ультраосновном горизонте большая часть РЗЭ входит в состав клинопироксена, редкоземельная минерализация встречается редко и представлена в основном мелкими выделениями монацита, алланита-(Ce) и РЗЭ-содержащего эпидота [Ковалев, Ковалев, 2023]. В габбровом горизонте, при сопоставимом количестве РЗЭ, клинопироксен встречается гораздо реже. В этих условиях становится возможным формирование обильной и разнообразной редкоземельной минерализации.

Согласно экспериментальным данным Т.Х. Грина и Н.Дж. Пирсона в обогащенных РЗЭ расплавах, варьирующих по основности от базальта до риолита, минералы группы чевкинита (МГЧ) кристаллизуются в диапазоне температур от 900 °С до 1050 °С в интервале давлений 7.5–20 Кбар [Green, Pearson, 1988]. По данным Р. Макдональда и Х. Белкина породы, содержащие МГЧ, формировались в диапазоне от 660 до 1000 °С и давлении от 1 до 4 Кбар. При этом летучесть кислорода изменялась от более низкой, чем буфер FMQ, до выше буфера NNO [Macdonald, Belkin, 2002].

Анализ химического состава силикатов и алюмосиликатов, слагающих дифференцированное тело мисаелгинского комплекса, позволил расчётными методами восстановить термобарические параметры кристаллизации расплава в промежуточной камере [Ковалев, Ковалев, 2021]. В частности, установлено наличие высокотемпературных (1472 °С) интрателлурических кристаллов оливина, характеризующих условия магмогенерации в мантии и оливина, кристаллизующегося в условиях промежуточной камеры (1050–1183 °С). Рассчитанная температура кристаллизации пироксенов (1071–1073 °С) свидетельствует о том, что они кристаллизовались совместно с оливином основной массы пород. Установленные вариации P–T параметров для плагиоклаз-амфиболовой ассоциации (T = 950–1045 °С, P = 4.0–7.4 Кбар) и биотита (> 700–800 °С) завершают количественную характеристику высокотемпературных процессов кристаллизации расплава.

Выше было показано, что обнаруженный нами минерал в породах мисаелгинского комплекса встречается пойкилитово включенным в кристаллы амфибола и биотита (см. рис. 2). Это позволяет говорить о его ранней кристаллизации, чем эти минералы, то есть в диапазоне температур от ~ 800 °С до ~ 1050 °С, что в целом соответствует данным Т.Х. Грина и Н.Дж. Пирсона [Green, Pearson, 1988].

Значительный интерес для выявления условий формирования минералов группы чевкинита в породах мисаелгинского комплекса представляют материалы, полученные С.Р.Ф. Влахом и Г.А.Р. Гуалдой, согласно которым, они кристаллизуются в щелочной среде, в то время как алланит формируется в высокоглиноземистых породах [Vlach, Gualda, 2007]. В связи с этим описанное выше замещение обнаруженного нами минерала алланитом хорошо укладывается в процесс внутрикамерной дифференциации расплава, сформировавшего породы мисаелгинского комплекса. В частности, повышение щелочности остаточного расплава обусловлено ранней кристаллизацией оливина, пироксенов, плагиоклаза и отчасти амфибола, а формирование прожилков плагиогранитного состава на заключительных этапах становления массива свидетельствует об увеличении глиноземистости последних порций расплава. То есть, увеличение щелочности делает возможным кристаллизацию минералов группы чевкинита, а глиноземистости – приводит к его замещению алланитом.

Парциальное давление кислорода, рассчитанное по программе ILMAT [Lepage, 2003] и модели [Lindsley, Spencer, 1982], для сростков ильменита и титаномагнетита (max T = 821 °С, lg fO₂ = -12.7) и структур распада (max T = 572 °С, lg fO₂ = -22.4) оказывается практически идентичным значениям, установленным [Macdonald, Belkin, 2002]. При этом снижение температуры при уменьшении фугитивности кислорода свидетельствует о том, что расплав,

сформировавший породы мисаелгинского комплекса, эволюционировал в закрытой по кислороду системе.

Таким образом, находки минералов группы чевкинита свидетельствуют о многообразии процессов редкоземельного минералообразования при формировании дифференцированных тел базит-гипербазитового состава.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ 23-27-00023.

Список литературы

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Первые данные о Th–REE минерализации в магматических породах основного-ультраосновного состава западного склона Южного Урала // Георесурсы, 2023. 25(1). С. 95–107. Doi: 10.18599/grs.2023.1.10

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Ti-Fe-Cr шпинелиды в дифференцированных (расслоенных) комплексах западного склона Южного Урала: видовое разнообразие и условия формирования // Записки Горного института, 2022. Т. 255. С. 476–492. Doi: 10.31897/PMI.2022.54

Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере интрузии западного склона Южного Урала) // Геология рудных месторождений, 2021. Т. 63. №6. С. 551–575.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Семиколенных Е.С., Коротаяева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Чевкинит-[Ce] и перрьерит-[Ce] из островодужных кварцевых габбро-норит-долеритов интрузива Аю-Даг, Горный Крым // Записки Российского минералогического общества, 2019. Ч. CXLVIII. №4. С. 61–79. Doi: 10.30695/zrmo/2019.1484.05

Bagiński B., Macdonald R. The chevkinite group: underestimated accessory phases from a wide range of parageneses // Mineralogia, 2013. V. 44. N 2–3. P. 3–18. Doi: 10.2478/mipo-2013-0006

Belkin H.E., Macdonald R., Grew E.S. Chevkinite-group minerals from granulite-facies metamorphic rocks and associated pegmatites of East Antarctica and South India // Mineralogical Magazine, 2009. V. 73(1). P. 149–164.

Domańska-Siuda J., Nejbart K., Bagiński B., Macdonald R., Kotowski J., Stachowicz M. Chevkinite-group minerals in selected intrusions of the Mazury Complex, North-Eastern Poland: insights into the formation of a titanite-like phase by hydrothermal alteration // Mineralogy and Petrology, 2022. V. 116. N 2. P. 105–119. Doi: 10.1007/s00710-022-00772-4

Green T.H., Pearson N.J. Experimental crystallization of chevkinite/perrierite from REE enriched silicate liquids at high pressure and temperature // Mineralogical Magazine, 1988. N 52. P. 113–120.

Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A., Gorozhanin V.M., Maslov A.V. New Data on the Sm–Nd Age of Mafic/Ultramafic Intrusions on the Western Slope of the Southern Urals // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 518. Part 1. P. 1423–1428.

Lepage L.D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // Comput. Geosci, 2003. V. 29. N 5. P. 673–678. Doi: 10.1016/s0098-3004[03]00042-6

Lindsley D.H., Spencer K.J. Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) // American Geophysical Union, 1982. V. 63. N 18. P. 471.

Macdonald R., Bagiński B., Belkin H.E., Stachowicz M. Composition, paragenesis, and alteration of the chevkinite group of minerals // American Mineralogist, 2019. V. 104. P. 348–369. Doi: 10.2138/am-2019-6772 348

Macdonald R., Bagiński B., Kartashov P.M., Zozulya D., Dzierżanowski P., Jokubauskas P. Hydrothermal alteration of a chevkinite-group mineral to a bastnäsite-[Ce]-ilmenite- columbite-[Fe] assemblage: interaction with a F-, CO₂-rich fluid // Miner Petrol, 2015. V. 109. N 6. P. 659–678. Doi: 10.1007/s00710-015-0394-2

Macdonald R., Belkin H.E. Compositional variation in minerals of the chevkinite group // Mineralogical Magazine, 2002. V. 66(6). P. 1075–1098.

Muhling J.R., Suvorova A.A., Rasmussen B. The occurrence and composition of chevkinite-[Ce] and perrierite-[Ce] in tholeiitic intrusive rocks and lunar mare basalt // American Mineralogist, 2014. V. 99. P. 1911–1921.

Troll V.R., Sachs P.M., Schmincke H.U., Sumita M. The REE-Ti mineral chevkinite in comenditic magmas from Gran Canaria, Spain: a SYXRF-probe study // Contrib Mineral Petrol, 2003. V. 145. P. 730–741. Doi: 10.1007/s00410-003-0475-9

Vlach S.R.F., Gualda G.A.R. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil // Lithos, 2007. V. 97. P. 98–121. Doi: 10.1016/j.lithos.2006.12.003

ОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ДЕЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОГРЕБЕННЫХ ОВРАГОВ ПРИ ИХ ВСКРЫТИИ ДОРОЖНЫМИ ВЫЕМКАМИ

А.Э. Королёв, А.И. Латыпов

*Институт геологии и нефтегазовых технологий,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
albert-korolev-kpfu@mail.ru*

Погребенные овраги неоген-четвертичного возраста имеют широкое распространение на всей территории Русской равнины. В пределах Приволжской возвышенности их образование связано с последним (валдайским) оледенением, при котором происходили циклические колебания климата, вызывающие смены ландшафтов [Сенатор, Морозов, 2017]. В межледниковые эпохи поверхность названной возвышенности в Поволжье подвергалась воздействию временных водных потоков. С куполов эрозионно-денудационных останцев, образованных неотектоническими поднятиями, временные дождевые потоки сносили тонкодисперсный обломочный материал вниз по склонам, формируя пролювиально-делювиальные шлейфы. В межкупольных понижениях водные потоки, набравшие необходимую энергию, образовывали протяженные эрозионные врезы-промоины, впоследствии трансформировавшиеся в овраги. Во время последнего потепления, связанного с отходом ледников, в пределах Среднего Поволжья существовала перигляциальная лесостепь с преобладанием кустарниково-травянистой растительности. В этих ландшафтных условиях процесс формирования неоплейстоценового чехла Приволжской возвышенности сопровождался переотложением больших масс терригенного материала. Происходила нивелировка ранее сформированного рельефа. Все водно-эрозионные овражные долины постепенно заполнялись пролювиально-делювиальными отложениями. К современному периоду времени глубокие овраги трансформировались в выположенные широкие балки. Отсутствие слоев покровных отложений обусловило низкую степень уплотнения тонкодисперсного материала в овражных долинах, что предопределило их неоднозначные инженерно-строительные свойства. В условиях естественного залегания, когда четвертичные отложения со всех сторон подпираются коренными породами среднепермского возраста, делювиальные суглинки не представляют проблем при малоэтажных застройках овражно-балочных земель. Однако, все меняется, если в процессе инженерной деятельности человека происходит нарушение условий залегания толщи дисперсных грунтов, выполняющих овражно-балочные долины.

В последние годы подобные нарушения часто случаются при проходке автодорожных трасс федерального значения по территории Приволжской возвышенности Республики Татарстан. Необходимость обустройства глубоких дорожных выемок способствует вскрытию грунтов погребенных оврагов на полную глубину толщи четвертичных отложений. В результате этого в бортах выемок возникают участки с высокой потенциальной опасностью активизации деформационных процессов (оползни, осыпи, вывалы). Полевые работы, проведенные в 2022–2023 гг., показали обоснованность данного предположения [Латыпов и др., 2023]. На всех участках, где автодорожная трасса пересекала четвертичные отложения неоплейстоценовых оврагов были зафиксированы сходы оползневых тел.

Исследование оползневых участков показало, что в грунтовых толщах погребенных оврагов развиваются асеквентные оползни. Это обусловлено отсутствием слоистости в деформируемых грунтах, их относительно однородным строением, составом и типом структурных связей. В результате этого поверхность скольжения может сформироваться на любом удалении от бровки склона дорожной выемки. В реальности место зарождения тела оползня контролируется двумя факторами: углом наклона тальвега оврага, сложенного коренными породами уржумского яруса, и наличием водоносного пласта в основании грунтовой толщи пролювиально-делювиальных отложений. Эмпирически было установлено, что по мере увеличения угла наклона плоскости тальвега оврага, примыкающего к выемке

автодорожной трассы, зарождение тела оползня начинается на меньшем расстоянии от бровки техногенной выемки. Также было отмечено, что наличие водоносных горизонтов в основании погребенных оврагов ускоряет время активизации оползневых деформаций. Это обусловлено выносом части тонкодисперсного материала из-под основания грунтовой толщи водным потоком подземных вод в результате нарушения естественных условий залегания водоносных горизонтов дорожными выемками.

Начало развития оползневых тел начинается с зарождения на поверхности делювиальной грунтовой толщи трещин отрыва, ориентированных параллельно бровке техногенного склона. Со временем эти трещины увеличиваются в размерах, более мелкие сливаются между собой, образуя уже протяженные разрывные нарушения. Чуть позже на некотором удалении от первых трещин закладываются новые трещины отрыва, простирающиеся параллельно первым, более ранним по времени, дизъюнктивам. Постепенно трещины расширяются, многие из них соединяются в протяженные концентрические разрывные нарушения, края которых тянутся в сторону бровки стенок дорожных выемок. Таким образом, возникают системы экзогенных трещин отрыва, отделяющие крупные блоки грунтов от основной толщи делювиальных суглинков погребенных оврагов. В определенный момент времени блоки отдельностей теряют структурную связь с массивом и приобретают наклон в сторону дорожных выемок, после чего их обрушение становится делом времени. Наличие в основании погребенных оврагов водоносных пластов в свою очередь способствовало ослаблению структурных связей между минеральными частицами делювиальных суглинков нижней части грунтовой толщи. За счет обводнения и перехода суглинков из твердого состояния в вязкопластичное в нижней части толщи понижались силы сцепления, коэффициент трения, активизировался сосредоточенный суффозионный вынос компонентов грунтов во внешнюю среду. В какой-то период времени фильтрационный выпор грунтов приводил к образованию на границе коренных пород с делювиальными суглинками щелевидных ниш, откуда вытекала вода, несущая большое количество глинисто-алевритового материала. Надо сказать, что подобные щелевидные ниши существовали не долгое время. Находящиеся над ними блоки грунтовой толщи, отделенные от основного массива экзогенными трещинами отрыва, обрушивались вниз, формируя оползневые тела. В силу высокой пористости и наличия лишь глинистого цемента блоки отдельностей делювиальных суглинков при обрушении полностью теряли структурную связность, трансформируясь в бесструктурную рыхлую массу. Выходы подземных вод сразу начинали размывать бесструктурные оползневые тела, разнося тонкодисперсный материал вдоль основания дорожного полотна в виде грязевых шлейфов. При обрушении оползневых тел в грунтовых толщах делювиальных суглинков погребенных оврагов образуются практически вертикальные стенки тыловых швов высотой до 5.0 м. Стенки отрыва характеризуются дугообразными в плане очертаниями, часто осложнены столбчатыми отдельностями, типичными для лессовидных суглинков. Со временем эти небольшие отдельности обрушиваются вниз, где впоследствии размываются выходящими на поверхность водами подземных горизонтов. Если не проводить мероприятия по стабилизации склонов дорожных выемок в местах их пересечения с делювиальными суглинками погребенных оврагов, то весь процесс будет повторяться вновь. На одном из участков постоянные сходы оползневых тел привели к образованию протяженной эрозионной промоины, фактически трансформировавшейся в овраг.

Список литературы

Латыпов А.И., Гараева А.Н., Яббарова Е.Н., Усманов Р.М., Королёв А.Э. Природно-техногенные геодинамические процессы, активизированные при устройстве выемок грунта трассы М-12 на территории Приволжской возвышенности // *Фундаментальные и прикладные вопросы инженерной геодинамики / Сергеевские чтения. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии.* Москва, 2023. С.104–108.

Сенатор С.А., Морев В.П. Географические условия и развитие растительного покрова Среднего Поволжья и прилегающих территорий в плейстоцене // Известия Самарского научного центра Российской академии наук, 2017. Т. 19. № 2. С. 62–74.

РЕАКЦИОННАЯ ЗОНА НА ГРАНИЦЕ НЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ТУРНЕЙСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА

А.Э. Королёв, Т.Н. Назимов

*Институт геологии и нефтегазовых технологий,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
albert-korolev-kpfu@mail.ru*

Зоны контактов пород различного литологического состава представляют собой термодинамически неравновесные участки в разрезах осадочных комплексов. Чем более существенно подстилающие и перекрывающие породы отличаются друг от друга по минеральному составу и окислительно-восстановительным параметрам поровых растворов, тем более интенсивно они влияют друг на друга. Наиболее контрастные изменения происходят на границах карбонатных и терригенных пород. Особенно если эти границы находятся в зонах влияния разнонаправленных вертикально мигрирующих глубинных флюидов, как водных, так водонефтяных.

Подобные реакционные зоны были выявлены на контактах нефтенасыщенных известняков турнейского яруса с нефтенасыщенными алевролитами и песчаниками бобриковского горизонта визейского яруса в пределах локальных купольных структур Южно-Татарского свода. Отложения обоих стратиграфических подразделений являются регионально нефтеносными, в них локализованы массивные и пластовые нефтяные залежи. Сходный состав нефти в турнейских и визейских отложениях позволяет предположить, что существовал единый источник нефтегенерации, а также, что миграция водонефтяных флюидов в пределах купольных структур осуществлялась снизу вверх по разрезу [Каюкова и др., 1993]. Таким образом, в период миграции водонефтяных флюидов через границу между турнейскими известняками и визейскими терригенными отложениями шел восходящий флюидный поток агрессивных растворов. Однако, восходящей миграции флюидов ранее, в начале визейского века, предшествовала нисходящая вертикальная миграция минерализованных растворов. В этот период времени регрессия Мирового океана способствовала выходу турнейских известняков из-под уровня моря на земную поверхность. В условиях гумидного климата карбонатные породы были подвержены процессам карстования, приобретая повышенную пористость и проницаемость. В начале бобриковского времени в различной степени закарстованные известняки были перекрыты песчаниками, алевролитами, аргиллитами, участками углями. По мере уплотнения отложений терригенного комплекса бобриковского горизонта, находящиеся в них минерализованные поровые растворы проникали в нижележащие известняки. Создавшийся нисходящий инфильтрационный поток подземных вод, содержащих активные минеральные компоненты, постепенно обогащал карбонатные породы новыми минералами и минеральными агрегатами. Таким образом, в течение геологического времени зоны контактов разновозрастных карбонатных и терригенных пород находились на путях миграции нисходящих и восходящих агрессивных флюидов различного состава.

Анализ кернового материала показал, что с нисходящей миграцией инфильтрационных водных растворов из терригенных комплексов бобриковского горизонта связано обогащение нижележащих известняков минералами железа и кремнезема. Образование железистых соединений обусловлено проникновением в карстующиеся карбонатные породы

инфильтрационных вод атмосферных осадков. Проходя через терригенные отложения бобриковского горизонта, воды обогащались подвижными комплексами трехвалентного железа. В поровых растворах кровли турнейского яруса соединения трехвалентного железа участвовали в образовании аутигенных кальцитов, изоморфно входя в их кристаллическую решетку. По данным электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) практически во всем интервале закарстованного разреза кровли турнейского яруса в структуре аутигенных зерен кальцита отмечаются изоморфные ионы Fe^{3+} . Участками, опять же по данным ЭПР, фиксируются соединения гидроксидов железа ($Fe(OH)_3$). Наряду с железистыми комплексами с нисходящими инфильтрационными водами шел процесс миграции кремнезема, вероятно, в виде разновидностей ортокремниевой кислоты и ее аниона (H_4SiO_4 и $H_3SiO_4^-$). В верхней части карбонатного разреза активный кремнезем осаждался в виде кремнистых конкреций. В процессе осаждения кремнезем захватывал привнесенное совместно с ним органическое вещество, что обусловило темно-серую окраску кремнистых агрегатов. Конкреции могут достигать размеров 4.0–8.0 см, все они характеризуются овалоидным обликом. Кремнистые агрегаты сложены тонкозернистым халцедоном, образующим плотные сростки. В межзерновом пространстве присутствуют захваченные в процессе роста темные включения органического вещества. За счет неравномерно-концентрического распределения органического вещества все конкреции обладают концентрически-зональным строением. Внутри кремнистых конкреций отмечаются реликты исходных известняков в виде слабо измененных органических остатков и крупных кальцитовых зерен. Следует сказать, что количество и размеры кремнистых агрегатов уменьшаются сверху вниз, по мере удаления от контакта известняков турнейского яруса с терригенными отложениями бобриковского горизонта.

С восходящей миграцией эллизионных водонефтяных флюидов связано обогащение зон контактов карбонатных и терригенных отложений пиритовой и доломитовой аутигенной минерализацией. Интенсивная пиритизация затрагивает только верхнюю часть карбонатного разреза турнейского яруса, образуя прослой в 10–30 см на контакте с черными глинистыми алевролитами, обогащенными сингенетическим органическим веществом. Аутигенные пириты представлены многочисленными агрегатами изометричной и прожилковой формы, участками соединяющиеся между собой. По краям агрегатов хорошо прослеживаются пиритовые фрамбоэдры. Очевидно, все крупные агрегаты пирита были образованы за счет срастания первичных фрамбоэдрических обособлений минерала. Зона пиритизации частично прослеживается и в алевролитах бобриковского горизонта. Образование пиритовых агрегатов обусловлено всплеском жизнедеятельности сульфатредуцирующих микробиальных сообществ, поставляющих в поровые растворы сероводород [Арсланова, 2015]. При наличии здесь повышенной концентрации железистых соединений это способствовало развитию интенсивной пиритизации карбонатно-терригенных пород. Всплеск жизнедеятельности сульфатредуцирующих сообществ, вероятно, связан с поступлением легких углеводородов мигрирующей нефти, являющейся питательным веществом для анаэробов. Впоследствии, за счет создания в поровых растворах повышенного парциального давления углекислого газа, в зонах контактов известняков и алевролитов стала развиваться доломитовая минерализация [Кринари и др., 2004]. Аутигенные доломиты в виде ромбоэдрических зерен выполняют ранее сформированное пустотно-поровое пространство в нефтенасыщенных известняках, в редких случаях отмечаются в глинистых алевролитах бобриковского горизонта.

Таким образом, области контактов известняков турнейского и визейского ярусов в нефтепродуктивных купольных поднятиях Южно-Татарского свода являются активными реакционными зонами, где происходит образование различных по составу аутигенных минералов.

Список литературы

Арсланова Л.З. Особенности протекания процессов сульфатредукции в нефтяных залежах. Роль бактерий // Каротажник, 2015. №12(258). С. 56–62.

Каюкова Т.П., Курбский Г.П., Юсупова Т.Н., Габитова Р.К., Муталапова Р.И., Нигмедзянова Л.З., Романов Г.В., Мухаметшин Р.З. Особенности состава и свойств нефтей по разрезу продуктивных толщ в Татарстане // Геология нефти и газа, 1993. №5. С. 37–43.

Кринари Г.А., Морозов В.П., Королев Э.А., Пикалев С.Н. Биогенные механизмы формирования вторичных доломитов с аномально высокой пористостью // Литосфера, 2004. №1. С. 31–40.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОНТОГЕНИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ УЛЬТРАДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ

А.В. Кочергин¹, Н.В. Грановская²

¹Уральское горно-геологическое агентство, Уфа

²Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону
avtggkav@yandex.ru; grannv@sfedu.ru

Подходы и принципы онтогенической минералогии были разработаны и активно развивались в 60–80-х годах XX века [Григорьев, 1961; Чесноков, 1974; Григорьев, Жабин, 1975; Павлишин и др., 1988]. С помощью онтогенического метода изучался генезис минеральных индивидов (их зарождение, рост и изменения), а также минеральных агрегатов (последовательность, стадийность минералообразования). При изучении рудных и нерудных месторождений онтогенические исследования в основном применялись для крупнокристаллических (крупнозернистых) минеральных индивидов и агрегатов с использованием морфологических признаков взаимоотношения между минералами (табл.).

Таблица

Признаки одновременного и последовательного роста минералов, часто используемые в онтогенических исследованиях

| Признаки одновременного (близ одновременного) роста минералов | Признаки последовательного роста минералов |
|---|---|
| Индукционные поверхности совместного роста минеральных индивидов (кристаллов) | Жильные пересечения |
| Твердые сингенетичные включения минералов-спутников, закономерно приуроченные к кристаллизационным структурам минерала-хозяина | Метакристаллы (их грани пересекают ранние минеральные образования) |
| Аллотриоморфнозернистые структуры | Гипидиоморфнозернистые структуры; брекчиевые и цементные структуры (в обломках встречаются ранние, в цементе – поздние минералы) |
| Иногда (при отсутствии других данных) можно использовать отсутствие в минеральном агрегате признаков пересечения, замещения, цементации | Крустификационные жилы выполнения, кокардовые текстуры (поздние минералы обрастают поверхности ранних минералов) |
| Сходные геохимические характеристики минералов (например, близкие элементы-примеси) | Структуры замещения: а) коррозионные границы (поздние минеральные образования в виде заливообразных выделений пересекают, замещают ранние); б) реликты ранних минералов часто с едиными структурными элементами присутствуют в более поздних замещающих минералах |
| | Признаки растворения минерала с неровными поверхностями, пустотами выщелачивания |
| Одинаковые (близкие) термобарогеохимические характеристики | Существенные различия геохимических и термобарогеохимических характеристик, других тимоморфных признаков |

Перечисленные признаки одновременного и последовательного формирования минеральных агрегатов трудно установить на объектах с тонкодисперсными образованиями. Однако при изучении окси-гидроксидных железных руд бурожелезняковых месторождений Южного Урала [Кочергин и др., 2000; Кочергин, 2008] мы обнаружили, что данные подходы могут быть использованы и при определении генетических особенностей ультрадисперсных минеральных агрегатов. Позднее элементы онтогенического анализа были применены нами и при подготовке к освоению месторождений каолинового сырья.

Наиболее наглядным является пример изучения генезиса бурожелезняковых руд Зигазино-Комаровского рудного района на западном склоне Южного Урала (рис.). Тела бурых железняков района состоят из нескольких типов окси-гидроксидных железных руд: 1) плотных руд (в которых выделяется множество своих морфологических типов); 2) тонкодисперсных руд (турьитов, коричневых и желтых охр). Руды локализируются в толще «беляков» коры выветривания с каолинит-иллит-гидрослюдистыми породами. Во всех разностях сохраняется первичная реликтовая слоистость терригенно-карбонатного и карбонатного субстрата. Все разности тонкодисперсных руд представляют собой аргиллитоподобные породы различной окраски, большей частью тонкополосчатые [Кочергин, 2008].

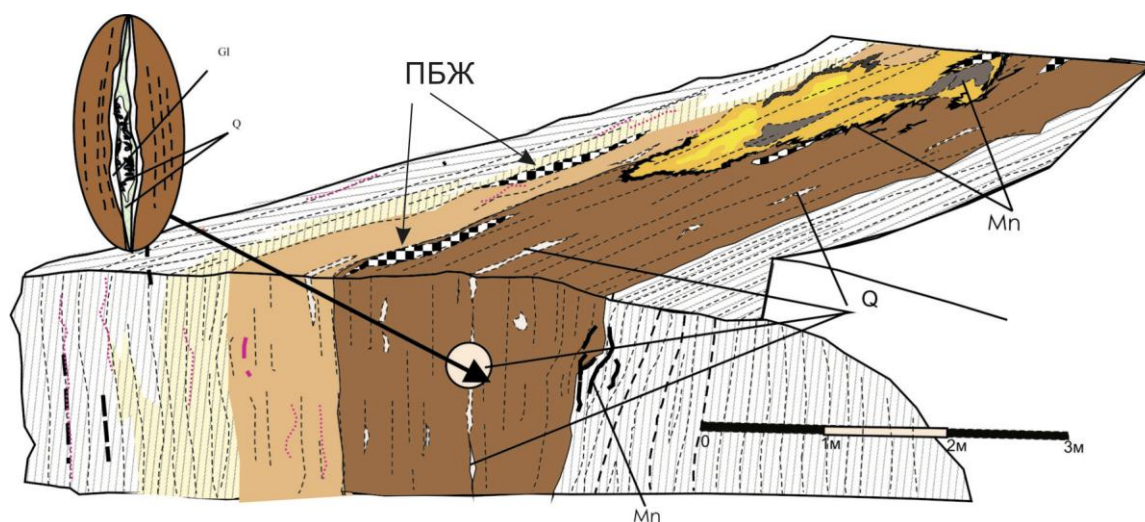


Рис. Характер взаимоотношения дисперстных и плотных руд Туканского месторождения (горизонт 470)

ПБЖ – плотные бурые железняки; Mn – оксиды марганца; Q – кварц; Gl – галлузит. Цветом обозначены различные типы тонкодисперсных руд.

Турьиты отличаются черным цветом. Среди них выделяется две разности: «гематитовые» турьиты с вишневым оттенком и «гётитовые» – с характерным зеленовато-желтым оттенком в разбеле. Турьиты обычно локализируются в линзообразных, сигарообразных и пластообразных телах, повторяющих морфологию вмещающих комплексов с четкими определенными контактами с вмещающими породами.

Коричневые охры характеризуются шоколадно-коричневым цветом с серовато-коричневыми и светло-коричневыми оттенками. Для чистых разностей коричневых охр характерна тонкая нитевидная выдержанная полосчатость. Коричневые охры встречаются в телах двух морфологических типов – субпластовых и жилообразных. Субпластовые залежи субсогласны со слоистостью вмещающих анкеритов. Жилообразные тела коричневых охр секут слоистость железистых карбонатов, характерны для анкеритов. Иногда жилообразные тела сопряжены с субпластовыми. Коричневые охры и гётитовые турьиты разобщены в пространстве.

Желтые охры – это породы от темно-желтого до желтовато-коричневого цвета с характерным зеленоватым оттенком. Самостоятельные тела чисто желтых охр относительно редки. Чаще они выполняют фрагменты тел турьитов и коричневых охр и фиксируются в виде нитевидных полосок и примазок, гнездовидных и иных обособлений в турьитах и коричневых охрах.

Плотные руды, которые обычно называют плотные бурые железняки (ПБЖ), отличаются от дисперсных руд плотным сложением и высокой твердостью. Именно плотные руды представляют основной интерес для металлургической промышленности. Формы локализации плотных руд самые разные – жеоды, почки, плиты, корки. В одном образце мы можем наблюдать развитие прожилок и корок нескольких генераций бурых железняков, несколько различающихся по цвету.

Все разновидности дисперсных руд состоят из игольчатых кристаллитов альфа гидроксида железа (гётита) и их сростков размерностью 0.05–0.3 мкм, содержат выделения кварца, иллит-гидрослюд. Турьиты отличаются крайне высокой дисперсностью. Размерность кристаллитов составляет первые десятки нм. Коричневые охры отличаются присутствием марганцовистого гётита. Для желтых охр характерно присутствие звездчатых сростков игольчатого гидрогётита размером до 1 мкм.

Плотные бурые железняки (ПБЖ) также состоят из гётита. Но в отличие от дисперсных руд здесь развиты крупные и суперкрупные игольчатые кристаллы (до 5.5 см длиной), формирующие шестоватую, мостовую, почковидную, жеодистую, сталактитоподобную текстуры. Для этого типа руд также характерна высокая дисперсия в распределении примеси марганца. Наряду с бурыми железняками, содержащими 0.1–0.3 мас. % оксида марганца, присутствуют руды, содержащие до 16 мас. % MnO.

Описанные типы руд часто сопряжены в пространстве, образуют совместные агрегаты, что позволило изучить их взаимоотношения на основании макроскопических морфологических признаков последовательности минералообразования, которые были определены при документации горных выработок. Так, яркие турьиты и коричневые охры не встречены нами в единых рудных телах. В то же время, в коричневых охрах можно предполагать примесь турьитового материала по часто встречаемому серому оттенку, что может указывать на частичное замещение турьитов коричневыми охрами, или их совместное образование.

Желтые охры наиболее часто образуют нитевидные, неправильные изометричные, зональные гнездообразные, пятнистые, карманообразные выделения в телах коричневых охр и турьитов. Наиболее крупные выделения, охватывающие всю мощность тела оксигидрооксидных руд, приобретают пластообразный облик. Тела желтых охр часто характеризуются внутренней зональностью. В их центральной части обычно наблюдаются наиболее чистые ярко желтые разновидности, а по периферии – зоны с темно-желтыми и коричневатыми оттенками. Часто такие тела окаймляются зоной резкого обогащения порошковатыми оксидами марганца (манганитом, пиролюзитом) (см. рис.).

В некоторых выработках мы наблюдали более сложную зональность рудных тел в виде ритмичной смены концентрических полосок коричневых и желтых охр различного тона. Причем наиболее темноокрашенной является центральная часть таких тел с охрами, обогащенными порошковатыми оксидами марганца. Отчетливо видна приуроченность «ядра» зональности к зоне дробления в вышележащих сланцеватых беляках. Очевидно, что формирование зон желтых охр произошло по коричневым охрам, за счет высвобождения марганца, отгону его на периферию тел и перекристаллизации в центральной части альфа гидрооксидов железа.

Взаимоотношения желтых охр с турьитами несколько иные. Так, в расчистке №3 Комаровского месторождения, черные турьиты по обоим бокам пластообразного рудного тела окаймляются серовато-желтыми и зеленовато-желтыми охрами. Границы между турьитами и охрами различной окраски неровные, заливообразные. Зеленовато-желтые разновидности языками проникают в тело турьитов и отчетливо замещают последние. Также в

ряде выработок установлены очевидные гнездовые реликты турьитов в желтых охрах. Причем в таких реликтовых выделениях фиксируется зональность в постепенном проявлении желтого цвета от неизменного темно-серого ядра к периферии. То есть здесь присутствуют явные морфологические признаки последовательного образования турьиты → желтые охры.

В отличие от коричневых охр и турьитов для желтых охр характерно «прокрашивание» желтыми гидрооксидами железа вмещающих беляков в лежащих бортах рудных тел оксигидрооксидных руд. Зоны прокрашивания отчетливо секут унаследованную от субстрата (?) полосчатость беляков, что свидетельствует о более позднем образовании желтых охр по сравнению с каолинит-иллит-гидрооксидными породами коры выветривания.

Для плотных руд характерны корковые, прожилковидные и желваковые выделения, приуроченные к границам раздела любого рода: контактам литологических разностей (глинистых и карбонатных пород), границам тел и типов охристых руд и железистых карбонатов. Часто агрегаты плотного гетита обрастают кварцевыми выделениями (разрушенные кварцевые жилы, прожилки, гнезда).

В плотных рудах отчетливо проявлены структуры и текстуры коррозии, замещения, цементации, указывающие на более позднее образование ПБЖ по сравнению с вмещающими железистыми карбонатами и со всеми разностями тонкодисперсных руд. К морфологическим признакам, доказывающим это заключение, относятся: заливообразные границы плотных выделений бурых железняков с пересечением текстурного рисунка тонкодисперсных руд, цементация плотными гетитовыми минералами обломков различного типа (беляков, плотных руд более ранних генераций, турьитов, охр, жильного кварца). Прожилковидные выделения плотных руд с извилистыми границами, как согласны с полосчатостью субстрата, так и секут ее.

В рудах Зигазино-Комаровского района помимо железа отмечаются выделения свободных минералов марганца обычно в дисперсных порошковатых агрегатах на границе зон развития желтых охр (см. рис.). Изредка встречаются и плотные агрегаты манганита и пиролюзита, выполняющие полости в плотных бурых железняках. Морфология выделений марганцевых минералов и тел плотных железных руд близки. Так, на Туканском месторождении нами были встречены тонкие игольчатые выделения пиролюзита, выполняющие жеодообразную полость в ПБЖ. Также характерны почковидные, гроздевидные, реже корковидные обособления. На Тарском месторождении нами обнаружены крупные гроздевидные выделения пиролюзита (4–9 см в диаметре) в беляках вблизи контакта с плотными железняками.

Выводы. Полученные наблюдения позволяют сделать следующие выводы о последовательности минералообразования на объектах с тонкодисперсными оксигидрооксидными железными рудами бурожелезняковых месторождений Южного Урала:

– взаимоотношения между турьитами и коричневыми охрами остаются проблематичными, но обе эти разновидности выступают матриксом для формирования более поздних желтых охр и плотных бурых железняков;

– желтые охры являются более поздними по отношению к коричневым охрам и турьитам судя по пересечениям, коррозионным границам, реликтовым структурам замещения;

– формирование желтых охр связано с перекристаллизацией части вещества тонкодисперсных руд, представленных турьитами и коричневыми охрами, с укрупнением кристаллитов, а также высвобождением марганца из кристаллической решетки гетита с его отгоном на периферию рудных тел; формирование желтых охр, по-видимому, происходило одновременно или даже несколько позже формирования беляков коры выветривания;

– плотные бурожелезняковые руды являются наиболее молодыми агрегатами в общем процессе минералогенеза и формируются за счет мобилизации и переотложения вещества тонкодисперсных руд и железистых карбонатов; этот тип руд претерпевает многократную перекристаллизацию; процессы кристаллизации идут по пути «старения» и метаморфизации

гелевых систем; при этом наблюдается резкое перераспределение примеси марганца с формированием самостоятельных агрегатов оксидов марганца.

Практическое значение установленных взаимоотношений минеральных агрегатов заключается в следующем:

– залежи коричневых охр и турьитов необходимо искать в зонах, наименее затронутых вторичными процессами, на удалении от тел плотных бурых железняков;

– тела желтых охр логично прогнозировать в местах проработки первичного субстрата, в тесной связи с телами плотных руд;

– плотные бурые железняки, представляющие основной интерес металлургии, образования наиболее молодые (палеоплейстоцен-голоцен (?)), формирующиеся по железистому субстрату. В этом смысле надежды на возможность обнаружения крупных залежей перекрытых плотных руд не находят основания.

Работа выполнена за счет средств учредителей ООО «Уральское горно-геологическое агентство».

Список литературы

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во. Львов. ун-та, 1961. 284 с.

Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука, 1975. 340 с.

Кочергин А.В. К проблеме генезиса плотных и дисперсных окси-гидрооксидных руд железа Зигазино-Комаровского рудного района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Научные чтения памяти Н.П. Чирвинского. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 230–237.

Кочергин А.В., Грановская Н.В., Шефер В.А., Чернов А.Л. Природные пигменты и наполнители Башкортостана – состояние МСБ и перспективы освоения // Отечественная геология, 2000. №3. С. 3–7.

Павлишин В.И., Юшкин Н.П., Попов В.А. Онтогенетический метод в минералогии. Киев: Наукова думка, 1988. 120 с.

Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Недра, 1974. 104 с.

КАРБОНАТНЫЕ МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ РИФЕЯ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ)

М.Т. Крупенин

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
krupenin@igg.uran.ru*

Основным промышленно-генетическим типом магнезитового сырья для получения периклаза – основы огнеупорной и металлургической отрасли для большинства регионов мира – являются месторождения кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах. Во многих регионах мира МКМ встречаются совместно с сидеритом (ценная железная руда). Это предполагает их генетическую связь, но длительное время существуют противоположные гипотезы (от осадочной до постмагматической) образования магнезита и сидерита. Широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород в Башкирском мегантиклинории (БМА) и дометаморфический уровень преобразования вмещающих пород представляет возможность для разработки генетических моделей.

Целью является определение теоретических основ образования крупных скоплений Mg-Fe карбонатных руд в терригенно-карбонатной последовательности типового разреза рифея, выяснение источников вещества, времени и процессов, определивших формирование этих руд. Задачами для выполнения поставленной цели являлись типизация МКМ,

определение их изотопного возраста (Pb-Pb, Sm-Nd для карбонатных пород) и приуроченности к определенным этапам геологического развития. выяснение природы рудоносных растворов, роли эвапоритовых рассолов в рудных процессах с использованием распределения стабильных изотопов (^{13}C , ^{18}O , D, ^{34}S) и состава флюидных включений в рудных минералах. На основе комплекса геолого-минералогических и изотопно-геохимических данных разработаны генетические модели формирования МКМ, тестированные с помощью методов численного физико-химического моделирования.

Проблемы происхождения МКМ и сидерита в карбонатных толщах определяется различиями подходов к источнику рудного вещества и механизмам рудоотложения. По осадочной гипотезе источник Mg и Fe поступал из кор выветривания [Главнейшие ..., 1993], гидротермально-метасоматическая гипотеза предлагала варианты – постмагматические растворы [Заварицкий, 1920 и др.], элизионно-катагенетические [Анфимов, 1997]. Изучение минерализации флюидных включений (ФВ) в магнезитах и сидеритах (ионная хроматография, микротермометрия) позволило рассмотреть инфильтрационно-рассольную модель (источник Mg из эвапоритовых рассолов) на примере изучения МКМ Австрии [Prochaska, 2000] и было адаптирован для Mg-Fe карбонатов в БМА в виде термально-рассольной модели [Крупенин, Кольцов, 2017; Крупенин и др., 2021]. Оба варианта основаны на признании гидротермально-метасоматической природы оруденения на основании изучения взаимоотношений рудных тел и вмещающих карбонатных пород.

Установлено, что месторождения формировались задолго до палеозоя в отложениях типового разреза рифея (интервал 1750–600 млн лет) в составе Приуральской перикратонной впадины [Пучков, 2010] с мощностью отложений более 15 км. В ее строении (интервал 1750–1000 млн лет) мы выделяем повторение рифтового и надрифтового осадочных бассейнов в раннем и среднем рифее (Приуральская надрифтовая впадина [Крупенин и др., 2021]. В позднем рифее сформировался обширный перикратонный прогиб, рассматриваемый как пассивная окраина палеоконтинента Балтики. В настоящее время отложения Приуральской перикратонной впадины приурочены к БМА, входящему в герцинский Уральский ороген.

Надрифтовые осадочные бассейны (НОБ), развивающиеся поверх рифтовых, имеют более обширную площадь, высокую мощность глинисто-карбонатных отложений, на их развитие влияют глубинные рифтогенные процессы, характерна длительная сохранность захороненных бассейновых флюидов. Миграция флюидов в совокупности с эндогенным теплом служит главным фактором для минерации НОБ. Влияние эпизодов эвапоритовой седиментации в НОБ приводит к образованию амагматических залежей полиметаллов, барита, флюорита (MVT, SedEx [Leach et al., 2010]). Новым, ранее не отмеченным рудным объектом в данном ряду, являются Mg-Fe карбонатные метасоматиты.

В бурзании рифтогенный бассейн представлен трахибазальтами (1750 млн лет, U-Pb, циркон) и грубообломочными отложениями айской свиты мощностью до 1.6 км, который формировался в континентальных ограниченных линейных грабенах. Вышележащий НОБ (синеклиза 1) представлен глинисто-карбонатными отложениями шельфа (саткинская и бакальская свиты) мощностью до 5 км, к которым приурочены крупнейшие месторождения магнезита (саткинский и бакальский уровни) и сидерита (Бакальская группа), а также Суранское месторождения флюорита.

В юрматинии линейный рифтогенный бассейн представлен трахибазальтами и трахилипаритами (1380 млн лет, U-Pb, циркон) с прослоями конгломератов машакской свиты мощностью до 3 км и серией крупных интрузивов. Вышележащий НОБ (синеклиза 2) сложен глинисто-карбонатными отложениями зигазино-комаровской и авзянской свит мощностью до 1–3 км, с месторождениями Fe-магнезита, полиметаллов и барита (SedEx). В карбонатных отложениях верхнего рифея рудные залежи отсутствуют.

Изучение состава ФВ в магнезитах и сидеритах типовых месторождений показало их рассольную природу, минерализация достигает 27% CaCl_2 экв. [Крупенин, Кольцов, 2017], а данные ионной хроматографии водных вытяжек подтвердили формирование рудоносных флюидов из эвапоритовых рассолов [Prochaska, Krupenin, 2013]. Несмотря на отсутствие в

отложения уральского рифея пластов эвапоритов, находки конкреций ангидрита и ряд литологических признаков указывают на их существование в прошлом: брекчии обрушения, псевдоморфозы доломита по гипсу указывают на полное растворение сульфатов при биосульфатредукции (изотопно легкий состав серы в пиритах из таких брекчий, ^{34}S находится в интервале $-16\text{...}-5\text{‰}$).

Среди МКМ по особенностям структуры, химического состава, минералогической зональности залежей выделено два подтипа – саткинский (I) и исмакаевско-семибратский (II). МКМ I подтипа формировались при миграции в толщах эвапоритовых доломитов бурзяния магнезиального рассольного флюида, нагретого до $\sim 250\text{ }^\circ\text{C}$, в ходе машакского рифтогенного события (1380 млн лет). МКМ II подтипа образованы при внедрении в известняки бурзяния и юрматиния Fe-Mg рассолов, сформированных в глинистых толщах и нагретых до $\sim 220\text{ }^\circ\text{C}$ на этапе тектоно-термальной активизации в авзянское время (~ 1250 млн лет). Методами численного физико-химического моделирования верифицированы параметры метасоматоза [Крупенин, Кольцов, 2017].

Месторождения гидротермально-метасоматического сидерита Бакальской группы образованы при внедрении в известняки одноименной свиты захороненных Mg-Fe рассолов, испытавших взаимодействие с глинистыми породами на предзильмердакском этапе (~ 1000 млн лет) тектоно-термальной активизации в надрифтовом бассейне в западном борту Машакского грабена. При Mg-Fe метасоматозе по известняковому протолиту возникла зональность: доломит-анкерит-сидерит при температурах преобразований в центральной части Бакальского рудного поля $250\text{--}270\text{ }^\circ\text{C}$, в периферической – не выше $190\text{--}220\text{ }^\circ\text{C}$.

Метасоматическое образование месторождений магнезитов и сидеритов в рифейских толщах БМА обусловлено рядом факторов: климатическим, литогенетическим, структурным и геодинамическим, уникальное сочетание которых определяет критерии поисков крупных объектов данного генетического типа. Размещение месторождений не связано с герцинской складчатостью и приурочено к трем этапам термально-рассольной активизации в надрифтовой впадине на пассивной окраине палеоконтинента Балтика в позднем протерозое: I – Машакский (1400–1350 млн лет), магнезиты Саткинского и Бакальского рудных полей, плюм-связанный этап; II – Авзянский (1250–1200 млн лет), флюориты, Fe-магнезиты, барит и полиметаллы, вне связи с магматизмом; III – Предзильмердакский (1000–950 млн лет), сидериты Бакальского рудного поля, (анкериты, гематит?), вне связи с магматизмом.

Работа выполнена в рамках темы № 123011800013-6 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Список литературы

- Анфимов Л.В.** Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.
- Главнейшие** магнезитовые месторождения / Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 1993. 157 с.
- Заварицкий А.Н.** Результаты исследований магнезитовых месторождений в Саткинском районе в 1918 г. // Горное дело, 1920. № 2/3. С. 37–39.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б.** Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология рудных месторождений, 2017. Т. 59. №1. С. 17–40.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Червяковская М.В., Гуляева Т.Я., Константинова Г.В.** Источник рудных флюидов и Sm–Nd возраст сидеритов крупнейшего Бакальского месторождения, Южный Урал / Геология рудных месторождений, 2021. Т. 63. № 4. С. 334–363.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Leach D., Taylor R.D., Fey D.L., Diehl S.F., Saltus R.W.** Deposit model for Mississippi valley-type lead-zinc ores. Sci. Invest. Rep., 5070–A, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2010. 52 p.
- Prochaska W.** Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca, 2000. V. 32. P. 543–548.
- Prochaska W., Krupenin M.T.** Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals // Mineral. Petrol., 2013. V. 107. № 1. P. 53–65.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ СТАДИЙНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СЕЛЛАИТ-ФЛЮОРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРАН (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

М.Т. Крупенин

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
krupenin@igg.uran.ru*

На западном склоне Урала флюоритовая минерализация встречается на значительном протяжении от Полярного (месторождения Амдерма и Буредан) до Южного Урала и локализована в карбонатно-терригенных отложениях от рифея до палеозоя. Несмотря на длительное изучение, дискуссионными остаются вопросы об источниках фтора, условиях и времени образования флюорита. Выделены две генетические группы флюоритовых месторождений: гидротермально-метасоматическая и осадочная [Сомов, 1997]. В первой группе встречаются флюоритовые месторождения в рифейских карбонатных породах (Суранское месторождение), сульфидно-флюоритовые в карбонатных породах рифея и палеозоя (месторождение Амдерма в верхнерифейских отложениях Пай-Хоя) и редкометалльно-флюоритовая минерализация в грейзенах и альбититах. Ко второй группе относят ратовкит-флюоритовые проявления в палеозойских толщах Предуральского прогиба [Чайковский и др., 2005].

В Центрально-Уральской зоне флюоритовая формация широко распространена в карбонатных породах нижнего рифея Башкирского мегантиклинория в субмеридиональной полосе от Зюраткульского разлома на севере (известняки бакальской свиты) до Восточно-Суранского разлома в центральной части: Суранское месторождение и серия проявлений в доломитах и мергельных сланцах суранской свиты нижнего рифея [Ларионов и др., 1987]. В конце прошлого столетия ресурсы флюорита Суранской рудоносной зоны протяженностью до 60 км оценивались в 5 млн т [Крупенин, 1999]. Рудная зона расположена в западном борту раннесреднерифейского Машакского рифтогенного грабена и представлена как отдельными проявлениями прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализации (жилы до 10 мм) в доломитах миньякской подсвиты (Сухой Суран и др.), так и зоной жильной селлаит-флюоритовой минерализации в мергельных сланцах бердагуловской подсвиты вблизи контакта с нижележащей миньякской подсвитой (месторождение Суран).

Мощность флюоритовых жил колеблется от 0.5 до 8 м, (всей рудоносной зоны – до 22.5 м), простирание оруденения прослежено до 1 километра на двух участках, а в глубину – до 350 м. В южном участке (Суран-1) две сближенных крутопадающие флюоритовые жилы: 1) восточная, протяженностью до 400 м и мощностью до 6 м сложена тонкокристаллическим флюоритом на глубину свыше 140 м где замещается кварц-кальцитовым агрегатом; 2) западная жила, протяженностью до 60 м и мощностью до 3 м, расположена в 1.5 м от восточной и сложена флюоритом и селлаитом (MgF_2), который развит около контакта с габбродолеритовой дайкой, примыкающей с запада. Селлаит образует массивные кристаллические агрегаты до первых дециметров, белого цвета, имеет характерную спайность, подвержен катаклазу, будинированию и метасоматическому замещению зеленым крупнокристаллическим флюоритом. По геологическим соотношениям выделяется несколько генераций жильного флюорита: 1) серый, фарфоровидный, микрозернистый, катаклазированный; 2) темно-фиолетовый, микрозернистый; 3) зеленый и голубоватый крупнокристаллический; 4) полупрозрачный и прозрачный. Первые две генерации интенсивно катаклазированы и, по-видимому, одновозрастны с селлаитом. Третья генерация зеленого и голубоватого крупнокристаллического флюорита метасоматически развивается по его предыдущим генерациям, а также селлаиту. Наиболее поздний полупрозрачный и прозрачный флюорит менее всех тектонически нарушен и приурочен только к верхним горизонтам месторождения. Таким образом, выделяется несколько этапов минерализации, разделенных процессом катаклаза и последующего метасоматического замещения. Кроме

флюорита в рудах наблюдается кальцит, доломит, пирит, местами развито интенсивное окварцевание, около селлаита в контакте с рассланцованным габбродолеритом отмечено присутствие талька, флогопита.

Комплексное изучение выделенных литотипов флюорита и селлаита позволило уточнить как последовательность кристаллизации, так и некоторые условия их генерации [Крупенин и др., 1999; 2012]. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ флюоритов показало характерные отличия изученных литотипов и их соотношение с вмещающими породами. Вмещающие прожилково-вкрапленное оруденение доломиты имеют отчетливый тренд первичной раскристаллизации (в общем случае $La > Lu$) и невысокие в целом концентрации РЗЭ (сумма 20–50 г/т). Вмещающие жилу мергельные сланцы характеризуются типичным «коровым» распределением ($La > Lu$) с повышенными концентрациями РЗЭ (сумма 200–300 г/т). Флюориты первых генераций (серые, фиолетовые микрозернистые и селлаит, а также и прожилково-вкрапленные в доломитах из рудопроявлений) имеют распределение РЗЭ подобное вмещающим доломитам (сумма 10–30 г/т). Для всех из них наблюдается слабо выраженная положительная аномалия Eu. Зеленые флюориты резко отличаются от предыдущих групп высоким уровнем накопления лантаноидов (сумма 100–200 г/т), пологой субгоризонтальной формой тренда и интенсивной отрицательной аномалией Eu, что определяет их сходство с флюоритами, генетически связанными с рифтогенными гранитоидами и соответствует распределению РЗЭ в липаритах машакской свиты [Карстен и др., 1997] и комагматичных с ними гранитоидах Бердяушского массива. Оптические флюориты имеют относительно невысокие содержания РЗЭ (сумма 5–150 г/т) и своеобразную форму распределения, в общем случае $La < Lu$, причем сохраняется заметная отрицательная аномалия европия. Эта поздняя генерация связана с перераспределением фтора внутри развивающейся гидротермальной системы и преобладающей подвижностью РЗЭ иттриевой группы, обусловленной высоким содержанием лигандов в гидротермальных растворах на поздних стадиях процесса флюидной миграции (ремобилизация в результате переотложения флюорита ранних генераций).

Микротермометрия флюидных включений во флюоритах и синрудном кварце показала стабильно высокую соленость (20–26 мас. % NaCl экв.) и наличие твердых кубических включений, что позволяет рассматривать гидротермальные рудоносные флюиды как низкотемпературные рассолы [Маслов и др., 2001]. Самые низкие температуры гомогенизации (70–150 °С) получены во флюоритах первых генераций (серые и фиолетовые криптокристаллические), более высокотемпературными являются поздние генерации зеленых флюоритов (130–160 °С), а наиболее высокотемпературными – оптические (170–220 °С).

Ионная хроматография флюидных включений (метод водной вытяжки при истирании и последующей фильтрации раствора выполнен в Горном университете Леобена, Австрия) подтвердила высокую соленость включений и высокие концентрации Na^+ , Cl^- (соответственно на уровне 5000 и 10000 г/т), брома (около 100 г/т) относительно вмещающих известняков суранской свиты (1–40 г/т). Показательно, что молярные значения отношений Cl/Br и Na/Br невысокие (около 100–250) по сравнению с вмещающими известняками (500–600), имеющими данные показатели на уровне морской воды (соответственно 655 и 564) [McCaffrey et al., 1987; Крупенин и др., 2009, 2012]. В координатах молярных отношений $Cl/Br-Na/Br$ все точки, соответствующие составу эвапоритового рассола (рапы), расположены вдоль линии (эвапоритовый тренд) от точки морской воды к началу координат. В нашем случае все изученные типы флюорита и сопутствующие гидротермальные минералы расположены вдоль линии эвапоритового тренда, подтверждая генетическое родство гидротермального флюида с эвапоритовым рассолом. При этом относительно близко к точке морской воды находятся криптокристаллические типы, подверженные катаклазу. Наиболее крепким рассолам (положение их на диаграмме $Cl/Br-Na/Br$ сдвинуто к оси ординат) соответствуют зеленые флюориты, как и точки кварца и гидротермального

доломита, сменяющих флюорит в нижних горизонтах месторождения. Оптические флюориты в указанных координатах образуют наиболее широкое поле, что объясняется консервативностью поведения брома в процессе их относительно позднего образования по первичным и вторичным типам флюорита. Размещение криптокристаллических флюоритов относительно близко к точке морской воды позволяет предполагать, что при раскрытии трещин и начальном этапе образования флюоритовых жил, F-содержащие эвапоритовые рассолы смешивались с морской водой из порового пространства вмещающих пород. Селлаит образовался при внедрении F-содержащих рассолов в зону контакта с высокомагнезиальными породами (дайка габбродолерита). В дальнейшем в гидротермальную систему поступали более концентрированные эвапоритовые рассолы, сформировавшие генерацию зеленого флюорита.

Данные Rb-Sr изотопной систематики флюоритов указывают на первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ величиной 0.713060 ± 0.000036 . Rb-Sr возраст для пары флюорит – белая слюда составил 1239 ± 12 млн лет. Данные Sm-Nd систематики (10 образцов флюоритов всех изученных литотипов) определяют эрохронный возраст 1219 ± 120 млн лет (СКВО = 304) с начальным отношением изотопов $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51065 \pm 0.00019$ ($\epsilon_{\text{CHUR}} = -8.1$). Вероятно, данный диапазон фиксирует возраст и время развития гидротермальной системы, генерирующей селлаит-флюоритовую минерализацию. В то же время существуют косвенные определения возраста гидротермальных преобразований данной системы: в эндоконтакте габбродолеритовой дайки развиты кварц-флогопитовые метасоматиты с прожилками фиолетового флюорита, а в эндоконтакте селлаитового тела прожилки флогопита с фиолетовым флюоритом; в обеих генерациях возраст флогопита составляет соответственно 769 ± 20 и 623 ± 20 млн лет (K-Ar метод) [Настасиенко, Сомов, 1991].

Таким образом, комплексное изучение показало последовательность формирования генераций селлаита и флюорита, которая укладывается в три этапа развития гидротермальной системы выполнения: 1) криптокристаллические гидротермальные; 2) зеленые крупнокристаллические гидротермально-метасоматические; 3) оптические как результат ремобилизации первых двух типов. Источником флюидов были низкотемпературные захороненные эвапоритовые рассолы. Источником фтора могли быть рифтогенные гранитоиды, расположенные в трогe машакского рифта, сформированного в терригенно-карбонатной толще нижнего рифея в начале среднерифейского седиментационного цикла. Суранская флюоритоносная зона расположена в западном борту Машакского рифтогенного грабена, а именно в условиях внутриконтинентальных рифтов происходит повышенное накопление фтора [Наумов и др., 2000]. Надкларковые концентрации фтора присущи как вмещающим осадочным породам, так и машакским вулканитам и гранитоидам [Парначев и др., 1986]. Рудоносный флюид был сформирован при экстракции фтора из рифтогенных гранитоидов захороненными нагретыми рассолами. Формирование флюоритоносной зоны произошло гидротермально-метасоматическим путем при внедрении кремнисто-фтористого флюида в тектоническую линейную зону в карбонатно-глинистых породах (карбонатный барьер) в западном борту Машакского грабена на стадии пострифтовой активизации в середине среднего рифея.

Работа выполнена в рамках темы № 123011800013-6 государственного задания ИГТ УрО РАН.

Список литературы

Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В., Банквиц П., Дульски П. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского мегантиклинория: новые геохимические данные // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 155–166.

Крупенин М.Т. Химическое сырье // Месторождения полезных ископаемых Урала / Ред. В.А. Коротеев, В.А. Прокин. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 153–165.

Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия, 1999. №11. С. 1165–1177.

Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнетитах Южно-Уральской провинции // Докл. АН, 2009. Т. 426. № 3. С. 351–354.

Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. Стадийность образования флюоритов месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера, 2012. №5. С. 126–144.

Ларионов Н.Н., Настасиенко Е.В., Смолянский П.Л., Сомов М.М. О новом типе селлаит-флюоритовой минерализации // Минералогический журнал, 1987. Т. 9. С. 22–25.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. Т. I. 352 с.

Настасиенко Е.В., Сомов М.М. Структурная позиция флюоритового оруденения Западно-Уральского региона и условия локализации рудных тел // Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука, 1991. С. 141.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Дорофеев В.А. Концентрация летучих компонентов (H₂O, Cl, F, S, CO₂) в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия, 2000. №5. С. 555–564.

Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.

Сомов М.М. Флюоритоносность западного склона Урала и Приуралья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 1997. 23 с.

Чайковский И.И., Крупенин М.Т., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Онтогения и геохимия флюорита из проявлений западного склона Северного, Среднего и Южного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. Ун-т, 2005. С. 81–108.

McCaffrey M.A., Lazar V., Holland H.D. The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite // Journal of Sedimentary Petrology, 1987. V. 57 (5). P. 928–937.

ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ СУРАНСКОГО СЕЛЛАИТ-ФЛЮОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Н.Н. Ларионов

nn-larionov@yandex.ru

Промышленные месторождения флюорита на территории Российской Федерации были известны в осадочных образованиях палеозойского и мезозойского возраста, а также в палеозойских гранитоидных интрузивах. Основной генетический тип этих месторождений гидротермальный. Типичными представителями в нашей стране являются многочисленные месторождения Забайкалья (Солонечное, Усуглинское, Абагатуйское, Березовское, Наранское, Калангуйское, Таменгское и др.). За рубежом подобные месторождения известны в Китае в провинциях Хубэй, Чжэцзян, Шаньдун, Внутренней и Восточной Монголии (Бороундар, Адаг, Дзун-Цаган-Дель, Хара-Айраг, Хубо-Булак, Ямаатское и Хонгорское рудные поля и др.), месторождения района Минас-де-Навидад в Мексике, Центрального Французского массива (Россиньоль и др., Франция), Пеннинских гор (рудное поле Дарбишир, Англия), Испании (Озор), Италии (Торгола), Южного Иллинойса (Розиклер-Гудхоуп, США), Марокко (Эли-Хаммаи) и многие другие.

Возраст большинства флюоритовых месторождений, независимо от локализации их в областях складчатости, чаще всего позднегерцинский, киммерийский и альпийский. Очень редко месторождения имеют более древний возраст (нижнепалеозойский – часть месторождений Канады, Ньюфаундленда, докембрийский – отдельные месторождения в доломитовой серии Трансвааля и Швеции) [Гусельников, 1966].

Преимущественная приуроченность флюоритовых месторождений к отложениям палеозоя и мезозоя определило и направление поисков новых месторождений в породах того же возраста. Докембрийские образования считались малоперспективными для поисков плавикового шпата. Поэтому на выявление в нижнерифейской суранской свите проявлений флюоритовой минерализации поначалу не обратили должного внимания.

Первые находки флюорита в бассейне р. Бол. Инзер были сделаны А.В. Клочихиным и А.А. Пацковым в 1972 году [Клочихин, Пацков, 1972 г.]. Вкрапленность этого минерала была обнаружена в доломитах миньякской подсвиты суранской свиты в долинах рек Бол. Инзер, Суран, Караелга и Бол. Авзян (рис. 1). Авторы отчёта описали 3 рудопроявления: Дервягинское, Большеинзерское и Павловское, которым была дана отрицательная оценка.



Рис. 1. Вкрапленная флюоритовая минерализация в доломитах на рудопроявлении Павловское

Вновь вопрос о возможности обнаружения в районе залежей промышленного значения возник в период производства работ по геологическому доизучению Авзянской площади масштаба 1:50 000 (ГДП-50) в 1980 году, когда был обнаружен жильный тип оруденения с селлаитовой минерализацией (ныне флюорит-селлаитовый тип).

История этого открытия начиналась весьма буднично. Небольшой геолого-съёмочный отряд Авзянской партии, где автор этой статьи работал старшим геологом и был ответственным исполнителем работ по объекту, проводил геологическую съёмку северной части листа N-40-80-А. Лето 1980 года выдалось холодным и дождливым. В один из таких непогожих дней, когда весь отряд занимался камеральными работами, мы с рабочим отправились на излучину р. Суран с целью выбора места заложения буровой скважины, которая должна была вскрыть нигде не обнажённый разрез основания рифея. В районе изолированной вершины, были обнаружены элювиальные развалы глыб белого цвета размером около 1 м. На геологической карте предшественников где-то рядом располагался

контакт доломитов миньякской (R_1sr_1) и глинистых сланцев бердагуловской (R_1sr_2) подсвет суранской свиты. Встреченные нами глыбы по составу не соответствовали ни тому, ни другому. В породе отчётливо выделялись крупные почти белые с буроватым оттенком удлинённые кристаллы совсем не похожие на кристаллы доломита. В тот день, обнаруженный минерал так и остался для нас загадкой. На одной из глыб, среди общей белой массы выделялись прожилки и гнёзда полупрозрачного зелёного флюорита размером до 5 см. Диагностика этого минерала не вызвала никаких затруднений. Пробы того и другого минерала были отобраны и доставлены на базу. С этой находки и началась длинная история открытия месторождения Суран (в отчёте [Ларионов и др., 1985 г.] рудопроявление Суран 1).

Вторая находка жильного флюорита была сделана спустя две недели при проведении маршрута вдоль водораздела на левобережье р. Суран. На плоской выровненной поверхности были обнаружены элювиальные развалы зелёного мономинерального флюорита с размером обломков до 15 см. Эта точка впоследствии получила название рудопроявление Суран 2.

Геолого-съёмочные работы продолжались по заранее намеченному плану, наш отряд переехал на следующий участок, располагавшийся в 80 км южнее. Толчком к продолжению поисковых работ на Суранском участке послужил приезд из Ленинграда научных сотрудников ВСЕГЕИ (ныне Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского) Е.В. Настасиенко и М.М. Сомова. Цель их командировки на Южный Урал – детальное изучение известных к тому времени рудопроявлений флюоритовой минерализации в палеозойских осадочных комплексах. Одним из таких объектов было Серменевское рудопроявление, расположенное в западном борту Зилаирского синклиория. В геологическом отделе Западно-Башкирской геологоразведочной экспедиции, где о наших находках уже знали, им сообщили о новом объекте и посоветовали заехать к нам в полевой лагерь для получения более полной информации. Особого энтузиазма у ленинградцев эта идея не вызвала, трястись по бездорожью лишние 100 км им не очень хотелось. Тем более что речь шла о докембрийских комплексах, в которых поиски флюорита считались малоперспективными. Однако, будучи высокими профессионалами и ответственными учёными, Евгений Васильевич и Михаил Михайлович завернули в наш полевой лагерь и, как оказалось, не зря. Первые увиденные ими образцы вызвали огромный интерес, особенно неизвестный минерал с удлинёнными кристаллами. Сразу было принято решение посетить новый объект и провести его оценку на месте, что и было сделано после выполнения плановых исследований. Результат превзошёл все ожидания. В Ленинград были увезены многочисленные образцы и пробы для проведения необходимых исследований. Правда, оставались неясными масштабы минерализации, что следовало оценить в самые короткие сроки. Между тем полевой сезон близился к завершению, наступила осень, наш отряд перебазировался в посёлок Верхний Авзян, где имелась стационарная база партии. Решено было в конце сентября – начале октября провести на суранских рудопроявлениях горные работы. Сотрудники ВСЕГЕИ, с которыми мы поддерживали постоянную связь, изъявили огромное желание поучаствовать в этих работах и в конце сентября были уже у нас на базе. К сожалению, погода опять нас не баловала, резко похолодало, порхал редкий снежок, но отступать было некуда. Когда мы приехали на место, снег уже лежал сплошным покровом. Палатку поставили прямо на снег, наспех установили взятую «напрокат» у пастухов печку – вот и весь «комфорт», который смогли организовать в этих условиях.

С утра, наспех позавтракав, приступили к самому ответственному – вскрытию рудного тела. Уже через час стало ясно, что приехали мы не напрасно. В первой же канаве на глубине от 0 до 0.5 м были вскрыты два жильных тела северо-восточного простирания: западное и восточное (рис. 2) [Ларионов и др., 1985 г.]. Мощность западной жилы составляла 3.0 м восточной – 1.0 м, глубина по канаве – 1.5 м. По составу западное тело было сложено флюоритом и неизвестным нам в то время минералом, который впоследствии был диагностирован как селлаит (MgF_2). Восточное тело полностью сложено серо-фиолетовым, полосчатым флюоритом.

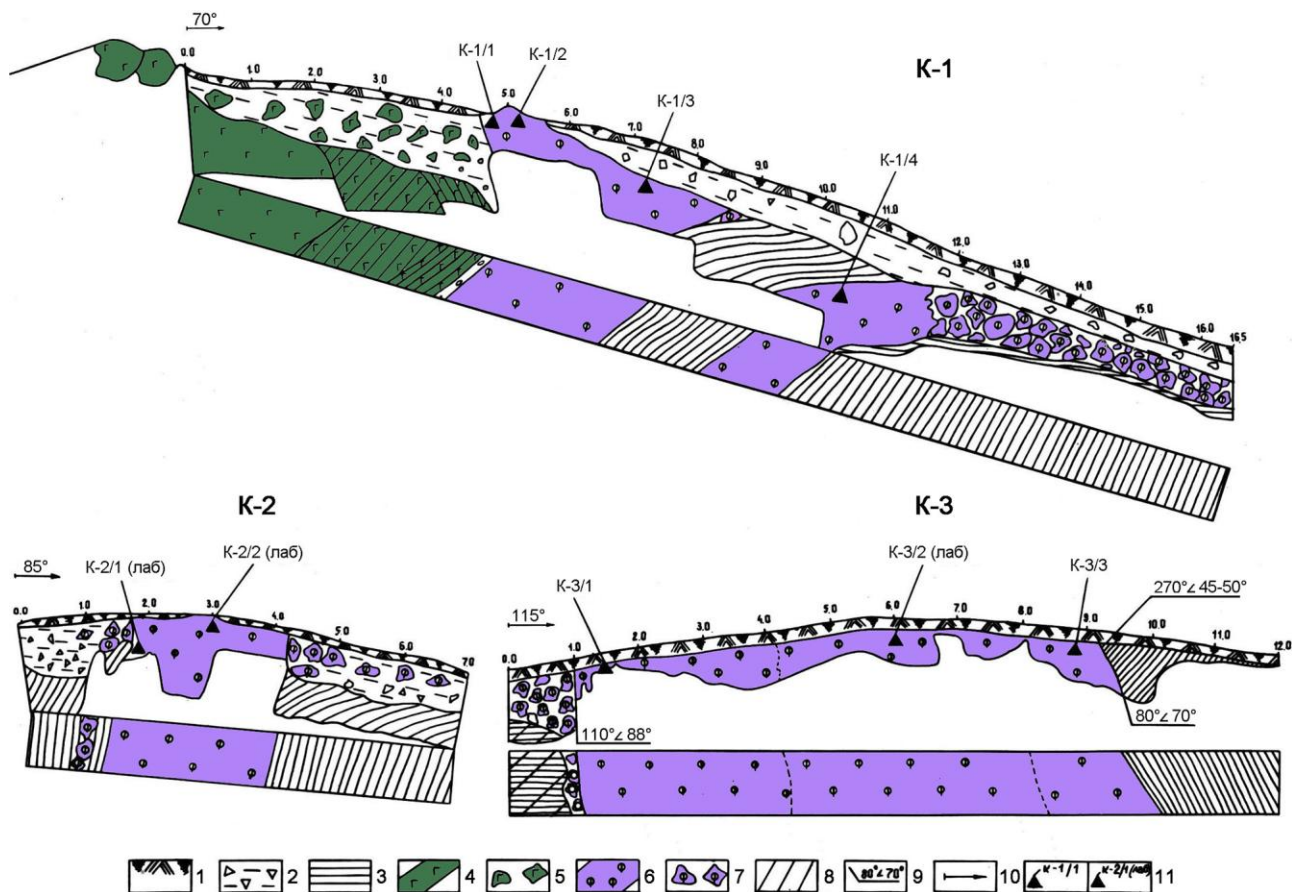


Рис. 2. Зарисовки канав, вскрывших флюоритовые тела на рудопроявлениях Суранское-1 (К-1, К-2) и Суранское-2 (К-3)

1 – почвенно-растительный слой; 2 – глина с обломками пород; 3 – сланцы низкоуглеродистоглинистые; 4 – габбродолериты (PZ₁₋₂); 5 – габбродолериты в элювиально-делювиальных обломках; 6 – флюорит жильный; 7 – флюорит в элювиально-делювиальных обломках; 8 – кора выветривания; 9 – элементы залегания пород; 10 – азимут направления канавы; 11 – места отбора проб, образцов и их номера: а – технологических (вес 20 кг); лабораторных (вес 0.5–1 кг).

В тот же день в 15 м юго-западнее была пройдена канава 2, которая также вскрыла первое рудное тело мощностью более 2 м (см. рис. 2). Из рудопроявления совместно с сотрудниками ВСЕГЕИ Е.В. Настасиенко и М.М. Сомовым был отобран ряд лабораторных и технологических проб. Вес технологических проб составил в среднем 20 кг. На этом завершился первый этап оценки будущего месторождения.

Оценка рудопроявления Суран 2 была проведена спустя год, когда там была пройдена одна канава 3 (см. рис. 2), 12 шурфов и 3 скважины. С поверхности мощность вскрытого флюоритового тела составила 8.0 м, а на глубине около 30 м – 4.0 м. Одновременно проводились горные работы на рудопроявлении Суран 1 (рис. 3), которые позволили проследить жилы по простиранию на 60.0 м. Эти данные подтвердили положительные перспективы рудопоявлений и дали возможность предположить, что оба участка являются единой рудной зоной. Результаты полевых наблюдений и лабораторных исследований флюорита проявления Суранское-1 позволили прийти к заключению, что это проявление представляет собой перспективный объект как потенциальный источник сырья для металлургии, а также выращивания оптических кристаллов фтористого кальция.



Рис. 3. Серия рудных жил на месторождении Суран

Основной объём лабораторных исследований был проведён в лабораториях ВСЕГЕИ под руководством П.Л. Смолянского и в филиале №1 Государственного оптического института (ГОИ). Исследования показали высокую степень чистоты состава в отношении изоморфных примесей, в особенности полупрозрачных разновидностей флюорита. В филиале №1 ГОИ было проведено лабораторное выращивание оптических кристаллов фтористого кальция. В результате этих исследований выращены кристаллы оптического качества, соответствующие марке ФК-13 (оптические кристаллы фтористого кальция, прозрачные в видимой области спектра, ГОСТ 17570-80). Заключение о качестве флюорита подписано директором филиала №1 ГОИ Г.Т. Петровским; исх. №267 от 25.01.84 г. [Ларионов и др., 1987].

По данным рентгенографического анализа, выполненного Б.К. Касатовым (ВСЕГЕИ), был установлен чистый, лишенный минеральных примесей редкий минерал селлаит, имеющий структуру типа рутила и параметры элементарной ячейки $a=4.623\pm 0,001 \text{ \AA}$, $c=3,050\pm 0,001 \text{ \AA}$. Минерал хрупкий, блеск его стеклянный, плотность 3.18 г/см^3 . Окраска светло-серая до молочно-белой, участками минерал просвечивает. Под микроскопом в шлифах он бесцветный, одноосный (+), удлинённый (+).

Результатом работ ГДП-50 стали составленные паспорта рудопроявлений Суран 1 и Суран 2 и впервые выполненный подсчёт прогнозных ресурсов флюорита по категориям: $P_1 - 29.7$ тыс. т, $P_2 - 56$ тыс. т; $P_3 - 120$ тыс. т [Ларионов и др., 1985 г.].

В 90-х годах на месторождении проведены поисковые и разведочные работы, в результате которых были подсчитаны запасы категории C_2 в количестве: руды – 2 164 тыс. т, флюорита – 817 тыс. т (протокол РКЗ от 11.11.1997 г. № 9/961). Запасы плавленого шпатовой руды на месторождении по состоянию на 01.01.2013 г. составляют: руды – 2 000 тыс. т, флюорита – 760 тыс. т. при среднем содержании $\text{CaF}_2 - 37.75 \text{ мас. \%}$.

В 2003–2006 годах ГУП «Башгеолцентр» РБ проводил поисковые работы на плавленый шпат за счёт средств федерального бюджета на Павловском и Южно-Суранском

участках. В результате этих работ прирост ресурсов плавикового шпата составил $P_1 - 2.2$ млн т, $P_2 - 3.1$ млн т.

В настоящее время ООО «Горнодобывающая компания «Суран» (с 2021 года – «Уральская горнодобывающая компания») имеет лицензию на право пользования недрами с целью разведки и добычи флюоритов на Суранском месторождении. Рудная зона включает серию крутопадающих жил мощностью от нескольких десятков сантиметров до 2-х метров (см. рис. 3).

Список литературы

Гусельников В.Н. О двух взглядах на возраст флюоритовых месторождений мира // Геология и геофизика, 1966. Т. 7. №10. С. 131–136.

Клочихин А.В., Пацков А.А. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория. Уфа, Территориальный фонд геологической информации по Приволжскому ФО, ФБУ, Башкортостанский филиал, 1972.

Ларионов Н.Н., Настасиенко Е.В., Смолянский П.Л., Сомов М.М. О новом типе селлаит-флюоритовой минерализации // Минералогический журнал, 1987. Т. 9. №2. С. 22–25.

Ларионов Н.Н., Рудниченко В.П., Быкова Л.С., Ротару З.М., Сафронова Н.А. Отчёт о геологическом доизучении в масштабе 1:50 000 по объекту «Авзянская площадь» 1979-85 гг. Уфа, Территориальный фонд геологической информации по Приволжскому ФО, ФБУ, Башкортостанский филиал, 1985.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК АКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА: РЕКОНСТРУКЦИЯ И АНАЛИЗ P-T-t ТРЕНДОВ МЕТАМОРФИЗМА

И.И. Лиханов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
likh@igm.nsc.ru*

К важнейшим вопросам соотношения процессов метаморфизма и тектоники относятся: 1) приуроченность разных типов метаморфизма к определенным тектоническим обстановкам в орогенных поясах и 2) проблема тектонической транспортировки метаморфических комплексов к поверхности и оценка параметров этих процессов, включая механизмы и скорости эксгумации [Лиханов, 2020]. Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Этим объясняется повышенный интерес к особенностям формирования и эволюции метаморфических пород в подвижных поясах на границах древних континентов, где проявлены разные типы метаморфизма.

Эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ трендов эволюции пород в координатах « P (давление)– T (температура)– t (время)». Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации развития орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках. Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий. В докладе эти вопросы

обсуждаются на примере геологических комплексов Енисейского кряжа, в составе которых исследованы проявления регионального LP/HT и УНТ гранулитового метаморфизма, коллизионного MP/HT и HP/LT метаморфизма, связанных с надвигами и субдукцией, и стресс-метаморфизма при деформациях пород.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвилевского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [Likhanov et al., 2019]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$ [Likhanov, Santosh, 2020]. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет [Likhanov et al., 2004]. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) [Likhanov, 2019] (рис. 1а). Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастами внедрения 797–792 млн лет, фиксирующими начало распада Родинии [Лиханов, Ревердатто, 2015].

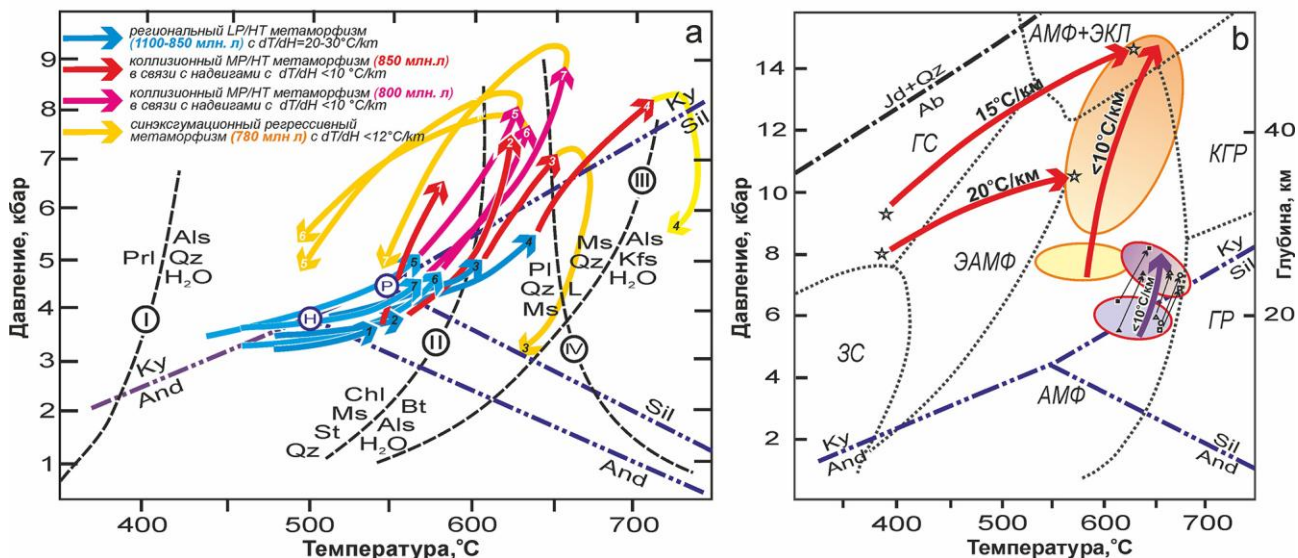


Рис. 1. *P-T-t* тренды эволюции метаморфизма для (а) метапелитов тейского (1–4) [Лиханов и др., 2008; 2009; 2011] и гаревского (5–7) [Лиханов, 2023] комплексов Заангарья и (б) для тектонитов ПРС3 [Likhanov et al., 2018]

Низкий метаморфический градиент от 7 до $14^{\circ}\text{C}/\text{км}$ обусловлен утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород при скоростях процессов около 1–10 мм/год [Likhanov et al., 2015]. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов («по часовой стрелке» – CW), или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры («против движения часовой стрелки» (CCW)). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12^{\circ}\text{C}/\text{км}$ пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (см. рис. 1а), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма [Likhanov, Santosh, 2017; 2019]. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоревых уровнях глубинности. В

качестве примера приведена эволюция P - T параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до $200^\circ\text{C}/\text{кбар}$, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве $900\text{--}1000^\circ\text{C}$ с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2а). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~ 1750 млн лет) [Лиханов и др., 2016]. Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов сапфиринасодержащих гранулитов Анабарского щита (рис. 2б) [Ножкин и др., 2019]. Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам континентальной коры [Reverdatto et al., 2019]. Следует отметить, что в реальной геологической обстановке обычно проявляются более сложные P - T - t тренды регрессивного этапа эволюции гранулитовых комплексов, фиксирующие как изотермическую декомпрессию, так и последующее изобарическое остывание.

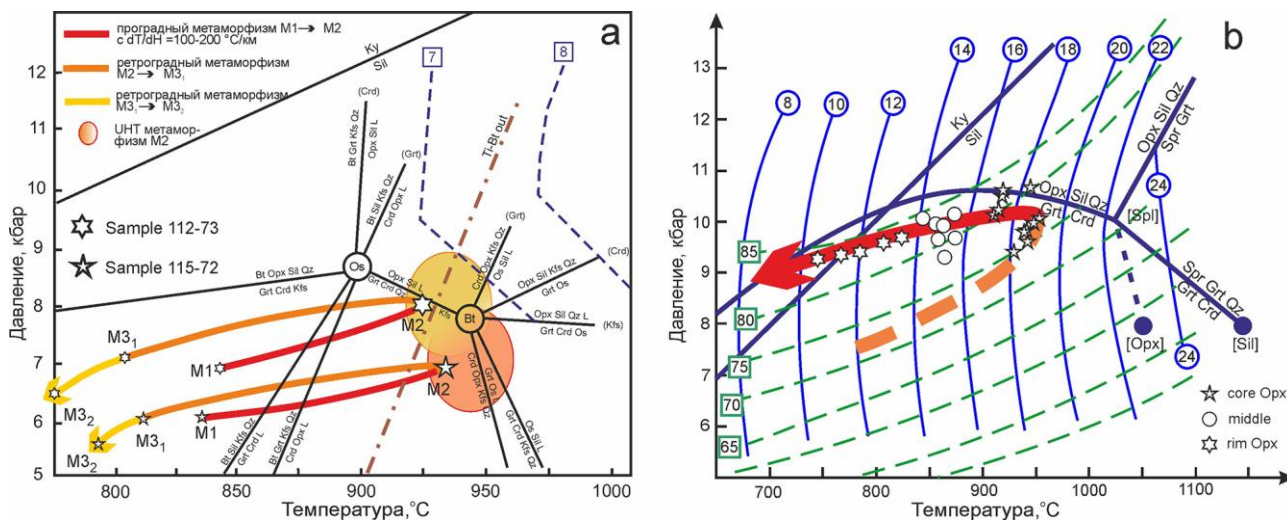


Рис. 2. P - T - t тренды УНТ гранулитов (а) канского комплекса Южно-Енисейского края и (б) Анабарского щита с движением «против часовой стрелки»

В числе главных минералогических признаков, указывающих на наложение более высокобарического этапа метаморфизма, наиболее важным является характер зональности гранатов из коллизионных обстановок, проявленной в значительном росте содержания гроссулярового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении спессартиновых компонентов синхронно со слабыми вариациями других минералов. Похожая зональность гранатов и соответственно аналогичные P - T тренды метаморфизма характерны для большинства надвиговых областей Новой Англии в США [Spear et al., 1990; 2002], провинции Мойн в Шотландии [Cutts et al., 2010] и Монгольского Алтая [Сухоруков и др., 2016], также отличающихся низким метаморфическим градиентом. Эти наблюдения также согласуются с данными по профилированию зональных гранатов из достоверно полиметаморфических комплексов, где датирование этапов метаморфизма осуществлялось *in situ* по включениям монацитов и ксенотимов в разных генерациях граната [Cutts et al., 2010; Likhonov et al., 2015]. В противоположность этому, для гранатов, сформированных при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте, типичны синхронные плавные повышения содержаний СаО и MgO в новообразованных оболочках при уменьшении содержания спессартинового минерала и общей железистости, указывающие на равномерный рост давления и температуры при одноактном метаморфизме [Spear, 1989].

Дополнительным индикаторным признаком полиметаморфизма могут служить особенности поведения редких элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пелитов [Likhanov et al., 2018]. Как правило, рост температуры и давления сопровождается уменьшением концентрации Y и HREE. Это подтверждается систематическими наблюдениями отрицательной корреляции между содержаниями CaO и HREE при формировании прогрессивной зональности в гранатах, испытавших наложенный метаморфизм, указывающими, что эти элементы, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме. Это обосновывается схожими величинами ионных радиусов HREE (1.01–1.05 Å) и Y (1.04 Å) с ионным радиусом Ca (1.04 Å). В качестве преобладающего механизма для сохранения баланса заряда предполагается гетеровалентный изоморфизм по следующей схеме: $AREE^{3+} BFe^{2+} = A Ca^{2+} + B Al^{3+}$ [Carlson, 2012]. Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg^{2+} или Fe^{2+} на Al^{3+} в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE^{3+} и Y на Ca^{2+} в позициях AO_8 -полиэдров с координационным числом, равным 8.

В пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов (рис. 1b) [Likhanov et al., 2018]. Полихронный динамометаморфизм происходил с повышением давления на 1.5–3 кбар при низком $dT/dH < 10^\circ C/km$ в сравнении с фоновыми значениями регионального метаморфизма, что вероятно было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°C при более высоком градиенте $dT/dH = 15–20^\circ C/km$ установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями (см. рис. 1b). Такие превышения P - T параметров связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и превышением тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [Полянский и др., 2024].

Резюме. Анализ P - T - t трендов свидетельствует, что эволюция термодинамических параметров в рамках одного и того же типа метаморфизма может происходить как «по часовой стрелке» (CW), так и «против движения часовой стрелки» (CCW). Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозией денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Для большинства пород, образование которых связано с процессами коллизии плит и в сдвиговых зонах земной коры, характерны P - T - t тренды с движением «по часовой стрелке» (CW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 15^\circ C/km$ связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (CCW). Комплексы с субизобарическим остыванием (CCW) при высоком градиенте до 200°C/кбар образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности.

В настоящее время наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна и требуются дальнейшие исследования. Тем не менее P - T - t тренды эволюции пород являются одним из эффективных инструментов для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А их интерпретация с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018).

Список литературы

- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // *Петрология*, 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // *Петрология*, 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // *Геохимия*, 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // *Геохимия*, 2008. Т. 46. № 1. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*, 2009. Т. 50. № 12. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // *Доклады Академии Наук*, 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*, 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А.** Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия*, 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.
- Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Свердлов В.Г.** Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая модель генерации сверхлитостатического давления // *Петрология*, 2024. Т. 32. № 1. С. 16–40.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В.** Реконструкция P-T тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // *Петрология*, 2016. Т. 24. № 4. С. 441–466.
- Carlson W.D.** Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // *American Mineralogist*, 2012. V. 97. P. 1598–1618.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A., Hand M., Kelsey D.E., Emery M., Friend C.R.L., Leslie A.G.** Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *Journal of Metamorphic Geology*, 2010. V. 28. P. 249–267.
- Likhanov I.I.** Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geol. Society, London, Spec. Publ.* 2019. V. 478. P. 89–115.
- Likhanov I.I., Santosh M.** Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*, 2017. V. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M.** A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*, 2019. V. 328. P. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M.** The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*, 2020. V. 55. No. 6. P. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*, 2004. V. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. V. 113. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.** Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos.*, 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.** The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Spear F.S. Relative thermobarometry and metamorphic P-T paths // Geological Society, London. Special Publications. 1989. V. 43. P. 63–82.

Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // Geological Society of America Bulletin, 1990. V. 102. P. 1344–1360.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // Journal of Petrology, 2002. V. 43. P. 2097–2120.

СВИДЕТЕЛЬСТВА ГРЕНВИЛЬСКИХ И ВАЛЬГАЛЬСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГАРЕВСКИЙ КОМПЛЕКС ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

И.И. Лиханов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
likh@igm.nsc.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана. Его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [Богданова и др., 2009]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген, сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет) [Cawood et al., 2010].

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Очевидно, что проблемы в оценке геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Для восполнения этого пробела приведены геохронологические доказательства раннепротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния [Лиханов и др., 2008, 2009, 2011, 2014; Likhanov et al., 2015].

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в регионе породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны [Likhanov et al., 2018], составляют инфраструктуру коллизионной системы. В строении ГМК принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами,

кристаллическими сланцами и гнейсами с развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород малогаревской толщи [Лиханов, 2023].

В развитии этого комплекса были выделены три этапа [Лиханов, 2020]. На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [Likhanov et al., 2004]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ku-Sil типа с низким $dT/dH \leq 12^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [Likhanov, 2019]. Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, фиксирующими начало распада Родинии [Лиханов, Ревердатто, 2015; Likhanov, Santosh, 2017, 2019].

В рамках исследования были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям, возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклинцоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, плагиогранитогнейсов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования [Likhanov, 2022].

В результате были установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет) (рис. 1), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния [Лиханов, 2023]. Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu-Hf изотопных исследованиях. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая в зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.1 до –10. Модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^{\text{c}}$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов – $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.9 до –0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^{\text{c}} = 1838-1916$ млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от –2.2 до –10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^{\text{c}} = 1965-2357$ млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиогранитогнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^{\text{c}} = 1965-2421$ млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород [Лиханов, 2023].

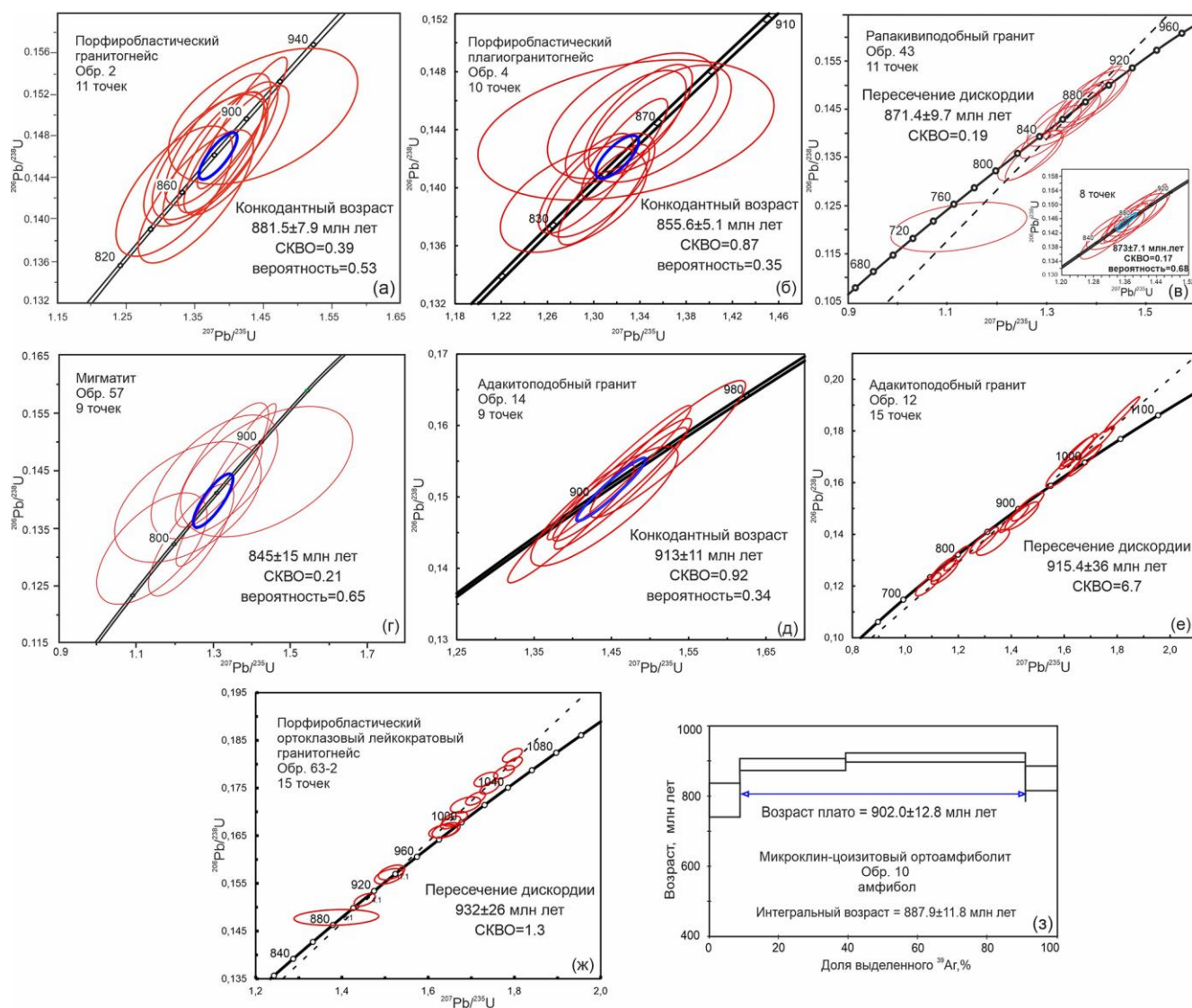


Рис. 1. U–Pb диаграммы с конкордией и дискордией для цирконов из гранитоидов (а–ж) и результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из ортоамфиболитов ГМК (з)

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [Torsvik, 2003] (рис. 2). Об этом же свидетельствуют более современные реконструкции [Li et al., 2023; Pisarevsky et al., 2021] подтверждающие, что эти кратоны существовали рядом друг с другом на протяжении около 800 млн лет.



Рис. 2. Расположение подвижных поясов гренвильской складчатости (голубым цветом по [Rino et al., 2008]) и конфигурация ядра Родинии в период ее стабилизации [Torsvik, 2003]

Малые кратоны: С– Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, З.Афр – Западная Африка, Р – Рокол.

Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, предположения об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских и постгренвильских (ранневальгальских) коллизионных событий.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ (проект № 21-77-20018).

Список литературы

- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.** Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология, 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология, 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2008. Т. 46. №1. С.20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 12. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук, 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // *Геотектоника*, 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*, 2010. V. 38. P. 99–102.

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // *Earth-Science Reviews*, 2023. V. 238. 104336.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Geological Society London Special Publications*, 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I. Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // *Geosciences (Switzerland)*, 2022. V. 12. No. 11. 402.

Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*, 2017. V. 300. P. 315–331.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*, 2019. V. 328. P. 128–145.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*, 2004. V. 22. No. 8. P. 743–762.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. V. 113. No. 1. P. 391–410.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*, 2018. V. 304–307. P. 468–488.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. Precambrian paleogeography of Siberia / Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Elsevier. Amsterdam, 2021. V. 8. P. 263–275.

Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // *Gondwana Res.*, 2008. V. 14. P. 51–72.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science*, 2003. V. 300. P. 1379–1381.

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПРОЦЕССАХ ОКИСНОГО ЖЕЛЕЗОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАНЫХ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.В. Масленников, Г.А. Третьяков, Н.Р. Аюпова, А.С. Целуйко, У.А. Ятимов, Е.В. Шепель, С.И. Брюхов

*Южно-Уральский ФНЦ Минералогии и Геоэкологии УрО РАН, Миасс
mas@mineralogy.ru*

Сульфидные холмы современных черных курильщиков нередко ассоциируют с оксигидроксидными железистыми отложениями, которые покрывают сульфидные постройки и формируются на их флангах. Некоторые колчеданные месторождения Урала (Сибай, Новый Шемур, Шемур, Талган, Молодежное, Летнее, Осеннее, Зимнее, Маук и др.) и в других колчеданоносных регионах (Скуриотисса на Кипре, Майское в Западных Саянах, Батурст в Канаде) ассоциируют с гематитовыми или магнетитовыми породами, залегающими в кровле и на флангах колчеданных залежей. В последние десятилетия применительно к оксидно-железистым породам, приуроченным к рудоконтролирующим вулканогенно-осадочным горизонтам колчеданных месторождений, большинством

зарубежных исследователей используется термин «эксгалиты», имея в виду их гидротермально-осадочное происхождение. Гораздо меньше известно о гальмиролизе – подводном выветривании колчеданных руд и гиалокластитов, как процессе формирования оксидно-железистых «гальмиролитов».

Гальмиролиз или «подводное выветривание» – совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодействии их с морской водой («гали» – море, «мирос» – мазь, «лизис» – распад) [Hümmel, 1922]. Для гальмиролиза характерны процессы растворения, окисления, гидратации, гидролиза, ведущие к химическому разрушению минералов и возникновению новых (сметитов, цеолитов, хлоритов, оксидов железа и марганца и др.). Обычно считается, что гальмиролиз протекает во взвеси и на поверхности осадка. Однако многие исследователи вполне правомерно полагают, что гальмиролиз проникает и ниже поверхности осадка в зоне влияния морских вод. Следует заметить, что гальмиролиз – это процесс самого раннего диагенеза осадков, которые могут быть переотложены после его проявления, поэтому некоторые исследователи исключают гальмиролиз из процессов диагенеза. Известно, что при гальмиролизе толеитовых базальтов на океанском дне при участии CO_2 и O_2 в первую очередь разрыхляется вулканическое стекло, переходя при гидратации в палагонит, затем при диагенезе – в смесь глинистых минералов (нонтронит, селадонит, смектиты, хлорит), оксигидроксидов и оксидов железа (гетит, гематит) и цеолиты. Однако этот процесс не всегда приводит к формированию железных руд. Количественно не оцененной остается роль газовых эманаций (CO_2 , H_2 , CH_4) в процессах гальмиролиза и диагенеза гиалокластитов, хотя признаки, свидетельствующие о палеовыходах газовых струй фиксируются. Все еще остаются непознанными процессы гальмиролиза и железнакопления в хлоридных рассолах морей красноморского типа и содовых озер, хотя значительная часть железорудных месторождений ассоциирует с «эвапоритами».

Гальмиролитическая минералого-геохимическая модель активно развивается в Институте минералогии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН) [Ятимов и др., 2022а,б; Maslennikov et al., 2012; 2019; Аюрова et al., 2020]. Оксидно-железистые породы и их кремнистые разновидности подразделены на апосульфидные госсаниты и апогиалокластитовые джаспериты, умбриты и яшмы. В этом же институте анализируется гипотеза формирования железорудных отложений, ассоциирующих с гиалокластитами. Особенностью предложенной модели является привлечение газовых просачиваний (CH_4 , CO_2), которые, как предполагается, интенсифицируют процессы гальмиролиза.

На Урале и в других колчеданоносных регионах многими исследователями отмечаются признаки подводного окисления руд в кровле залежей в виде каемок гематита на рудокластах и гематитовых слоев. Продуктами гальмиролиза палагонитов могут быть хлоритовые породы и тесно ассоциирующие с ними руды железоокисного (гематитового, магнетитового, маггемит-магнетитового, кремнисто-гематитового) состава, образующие согласные с напластованием линзовидные тела мощностью в десятки, редко сотни метров в основании, кровле и на флангах сульфидных залежей. [Злотник-Хоткевич, 1988]. На колчеданных месторождениях доминируют гематитовые и магнетитовые гальмиролиты, образовавшиеся при гальмиролизе и диагенезе как сульфидных турбидитов, так и их смесей с гиалокластическим материалом. Гораздо реже встречаются гематитовые субмаринные госсаны (или железные шляпы), образованные *in situ* в кровле рудных залежей (Молодежное месторождение). Госсаниты наиболее распространены на колчеданных месторождениях, где рудокластиты смешивались с базальтовыми гиалокластитами и/или с известковистым материалом. На современных колчеданоносных гидротермальных полях госсаниты в основном сложены ферригидритом и гетитом, которые замещают рудокласты и сульфидные частички дымов, покрывающих трубы курильщиков. По направлению вовнутрь оболочек труб гетит сменяется радиально-лучистыми агрегатами кристаллов лепидокрокита. В госсанитах древних колчеданных месторождений оксигидроксиды железа не встречаются – их место занимает тонкодисперсный гематит с реликтами сульфидов, теллуридов, иногда

селенидов. Тонкодисперсный гематит обычно частично раскристаллизован с образованием субгедрального гематита. Более поздним минералом является магнетит, который, впрочем, может непосредственно замещать сульфидные рудокласты (Молодежное, Сибай).

Наряду с госсанитами в колчеданосных вулканогенно-осадочных горизонтах присутствуют гематитовые и магнетитовые апогиалокластитовые гальмиролиты. На особенности палагонитизации и образования этих пород в Домбаровском и других колчеданосных районах ранее обратили внимание известные исследователи колчеданных месторождений [Злотник-Хоткевич, Петрова, 1979; Злотник-Хоткевич, Кузычева, 1981; Пуркин, Денисова, 1987]. Они считали, что палагонит является основным источником железа не только для оксидно-железистых пород, но и для поздних метасоматических сульфидных руд. Похожие метасоматические сульфидные руды нередко встречаются на скарных магнетитовых месторождениях, ассоциирующих с интрузивными телами сиенитов. Для этих руд характерны пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото, теллуриды, сульфиды и сульфосоли висмута (например, на месторождении Акташ в Карамазаре [Ятимов и др., 2022a]). Однако, последовательность минералообразования при формировании колчеданных и железорудных месторождений существенно отличается: в скарных магнетитовых месторождениях не встречаются исходные сульфиды и теллуриды, частично замещенные магнетитом и гематитом. Эти руды не содержат реликтов сульфидных рудокластов, то есть не являются апосульфидными госсанитами.

Для определения исходной составляющей оксидно-железистых продуктов преобразования гиалокластитов в древних обстановках окисного железонакопления нами изучены руды неметаморфизованного Рудногорского железорудного месторождения (Тунгуская синеклиза, Ангаро-Илимский район). Установлено, что на флангах месторождения измененные гиалокластиты базальтового состава сложены палагонитом, смектитами, гематитом и вкрапленным магнетитом. Пластообразная субвертикальная рудная залежь состоит из слоистых, полосчатых строматолитоподобных и брекчиевидных гематит-магнетитовых руд. Ранее эти руды считались жильными (магматическими, гидротермальнометасоматическими или крустификационными). Слоистые руды подразделяются на микрозернистые и оолитовые.

Микрозернистые рудные слои постепенно концентрируются по направлению к верхней части циклитов тефротурбидитов по мере уменьшения размеров гиалокластов. Как в проходящем, так и в отраженном свете, включая темно-польное изображение, видно, что смектитизированные гиалокласты замещались тонкозернистым магнетитом, затем обрастали субгедральными зональными кристаллами магнетита, которые частично или полностью были замещены гематитом, кальцитом, хлоритом и гранатом, гидрогроссуляр-андрадитового ряда. Верхняя часть магнетитовых слоев несет следы нагрузки (механоглифы) от гиалокластов последующего слоя тефротурбидитов, что свидетельствует о разрушении еще не литифицированного рудного слоя. В тефротурбидитах, кроме магнетитовых отторженцев встречаются литифицированные рудокласты. Все это свидетельствует о придоннометасоматическом происхождении магнетитовых слоев, которое может быть объяснено с позиции модели гальмиролиза гиалокластитов, а также сопутствующего окисного железонакопления.

Линзы слоистых оолитовых руд залегают субвертикально, согласно со слоистостью тонкозернистых магнетитовых пород и вмещающих тефротурбидитов. Текстуры и структуры оолитовых железняков демонстрируют седиментологические особенности, такие как асимметричная градационная слоистость, механоглифы и наличие обломков оолитов. Предполагается, что размер ооидов увеличивался из-за периодического прилипания взвешенных глинистых частиц к поверхностям гиалокластов или обломков магнетитовых руд. Имеются следы замещения гиалокластического материала на смектит-хлорит, тонкодисперсный и микрозернистый магнетит в корковых слоях ооидов. Микрокомковатые корковые слои чередуются с радиальными слоями магнетита, которые могут расти в водной среде в виде донных или диагенетических конкреций, лишенных глинистой взвеси.

Первичные включения акцессорного магнетита и ильменита замещались тонкодисперсным гематитом и кричтонитом. Апогиалокластитовые смектиты замещались тонкодисперсными агрегатами гематита и магнетита, которые затем замещались крупнозернистыми агрегатами гематита, кальцита, граната и хлорита на поздних стадиях диагенеза и скарнирования.

Геохимическая зональность ооидов связана с минеральными включениями, изученными с помощью сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионной спектрометрией и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Магнетит и гематит характеризуются более низким содержанием основных элементов, чем исходный смектит.

В обломках гранатовых скарнов, образующих ядра ооидов, реликтовый смектит имеет повышенные концентрации и пространственные корреляции (на микрокартах LA-ICP-MS) V, Mn, Na, K, Li, U, Ba, Ge, Zn, Sr, Pb, B, Cu, Au, Rb, Cs, Mo, Y и легких редкоземельных элементов, которые могли частично быть поглощены из металлоносных рассолов. Титаномагнетит, частично замещенный тонкодисперсным гематитом, может быть источником таких элементов, как Ti, V, Co, Ni, La, Ce, а также сопутствующих минералов группы кричтонита (Ti, Sr, Ca, Mn, Zr, Pb, V, Nb, U, Ba, Th, U, La, Ce, Y) и кальцита (Ca, Sr, Mn), широко распространенных в смектитовых агрегатах. Титанит и гранат, заместившие кричтонит, унаследовали группу типичных для него элементов. Ядра магнетита и корковые слои имеют повышенные содержания V, Co, Ni, Ga, Zn и Mn, которые, возможно, входят в виде изоморфной примеси в структуру магнетита. Высокие содержания некоторых элементов связаны с реликтовым хлоритом-смектитом (Mg, Al, Si, Li, Cr, Na, Ca, K, легкие РЗЭ) и апатитом (Ca, P, As, легкие РЗЭ). Хлорит характеризуется низкими содержаниями микроэлементов, за исключением Li. В хлорите включения апатита ответственны за высокие содержания Ca, P, Mn, As и РЗЭ. Разновидности магнетита и гематита отличаются от апосульфидных госсанитов отсутствием положительных аномалий Eu и отрицательных аномалий Ce, а также крайне низкими содержаниями РЗЭ.

На основании изучения минерального состава и структурно-текстурных особенностей железистых отложений Рудногорского месторождения предлагается новая модель формирования смектит-гематит-магнетитовых ооидов из железоносных рассолов в условиях сипового (газового) гальмиролиза гиалокластического материала. Предполагается, что гальмиролитическое формирование железных руд, скорее всего, может быть реализовано на дне океанов, морей и озер в зонах газовых просачиваний, на что указывают следы точек выходов и бурления газов на поверхности слоев, прорывы слоев газовыми пузырями, небольшие грязевые котлы, железорудные и другие оолиты, для формирования которых необходимо бурление.

Минералого-геохимические варианты гальмиролиза и диагенеза базальтового вулканического стекла под действием морской воды на океанском дне требуют верификации на основе физико-химического моделирования по оригинальным алгоритмам в рамках программы Selektor. Выполнен ряд расчетов физико-химических моделей системы морская вода – базальтовое стекло для низкотемпературных придонных условий при участии дополнительных компонентов (O_2 , CO_2 , CH_4). Расчеты показали, что минеральные ассоциации, возникающие при взаимодействии базальтового стекла и морской воды в условиях морского дна главным образом соответствуют природным палагонитам (цеолиты+смектиты+гидроксиды железа), развивающимся по базальтам. Для всех моделей, кроме добавки CH_4 , при сильной промывке стекла морской водой в системе сохраняется окислительная обстановка и фиксируются гидроксиды железа. При добавке CH_4 выносятся кремнезем.

Полученные генетические модели могут быть использованы для разработки новых критериев прогнозирования колчеданных и железорудных месторождений базальтовой и риолит-базальтовой ассоциаций в районах развития магнетитовой минерализации в вулканогенно-осадочных толщах. Например, в колчеданосных вулканогенно-осадочных горизонтах повышенные содержания Co, Bi, Te и Pb в апосульфидном магнетите связаны с

включением аутигенных теллуридов. Так в слоистых магнетитовых рудах на Сибайском месторождении по данным ЛА-ИСП-МС установлены маггемит и теллуровисмутит, на Молодежном – минералы ряда теллуровисмутита. Повышенные содержания As, Cu, Sb, связаны с реликтами пирита, халькопирита и теннантита. Содержания всех этих элементов, а также Au и Ag в апогиалокластитовом магнетите скарновых железорудных месторождений гораздо ниже, чем в апосульфидном магнетите.

Апогиалокластитовый магнетит по сравнению с апосульфидным, как на колчеданных, так и на скарновых железорудных месторождениях, содержит гораздо больше элементов литогенной составляющей (Ti, V, Cr, Mg, Al, Th). Впрочем, некоторые диагенетические колломорфные и радиально-лучистые разновидности магнетита в слоистых магнетитовых рудах, сохранившиеся в скарновых железорудных месторождениях, обычно характеризуются низкими содержаниями элементов литогенной (гиалокластогенной) составляющей [Ятимов и др., 2022a]. Наряду с этим, отмечается сходство состава «мушкетовита» колчеданно-магнетитовых (Сибай) и магнетитовых залежей скарновых месторождений (Акташ в Карамазаре) по повышенным содержаниям W, унаследованным от исходных кристаллов гематита.

Таким образом, между сульфидно-магнетитовыми залежами колчеданных и скарновых железорудных месторождений имеются существенные отличия, как в последовательности минералообразования, так и в типохимизме магнетита. Модель сипового гальмиролиза и окисного железонакопления открывает перспективы для разработки новых критериев прогнозирования колчеданных и железорудных месторождений.

Исследования проводились по проекту РНФ (№22-17-00215).

Список литературы

Злотник-Хоткевич А.Г. Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма. // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 57–64.

Злотник-Хоткевич А.Г., Кузычева Е.В. О происхождении ферромагнитных минералов в колчеданных рудах Северных Мугоджар // Геология и геофизика, 1981. № 211. С. 76–82.

Злотник-Хоткевич А.Г., Петрова М.А. Процессы синвулканического преобразования базальтов в Северных Мугоджарах и связь с ними колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений, 1979. № 1. С. 72–86.

Пуркин А.В., Денисова Т.А. Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Уралгеология, 1987. 190 с.

Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Котляров В.А., Шиловских В.В. Золото-теллуридная минерализация в рудах Pb-Zn-Fe скарнового месторождения Акташ (Западный Карамазар, Таджикистан) // Геология рудных месторождений, 2022а. Т. 64. № 4. С. 362–381.

Ятимов У.А., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А. Элементы-примеси в магнетите как индикаторы условий образования железных руд месторождения Акташ, Западный Карамазар, Таджикистан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022б. Т. 333. № 12. С. 151–167.

Ayupova N.R., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Hollis S.P., Artemyev D.A., Tessalina S.G. The formation of magnetite ores of the Glubochenskoe deposit, Turgai iron belt, Russia: new structural, mineralogical, geochemical and isotopic constraints // Mineralium Deposita, 2020 (Q1) DOI: 10.1007/s00126-020-00994-6

Hümmel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (=submarine Gesteinszersetzung) // Geol. Rundschau, 1922. 13. 40–81, 97–136.

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals // Ore Geol. Rev., 2012, 47, 5–41. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.008>

Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G. Mineralogical Features of Ore Diagenites in the Urals Massive Sulfide Deposits, Russia // Minerals, 2019. 9(3): 150 (Q2). DOI: 10.3390/min9030150

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ МЕДИ В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

С.В. Мичурин

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
s_michurin@mail.ru

На западном склоне Южного Урала известен ряд проявлений меди (Катавское, Лемезинское, Зириклинское, Большеинзерское и др.), которые относят к стратиформным осадочно-диагенетическим образованиям [Филлипов, Акбашев, 1976; Филиппов, 2009; Филиппов и др., 2015]. Они приурочены к катавской серии верхнего рифея, к согласно залегающим отложениям зильмердакской и катавской свит, первая из которых располагается в основании серии. Несмотря на установленные в проявлениях сравнительно не высокие концентрации меди (<1.0 мас. %), указанными авторами в верхнерифейских отложениях Южного Урала прогнозируется крупномасштабное оруденение типа медистых песчаников. Следует отметить, что в настоящее время стратиформные медные месторождения играют важную экономическую роль [Cox et al., 2003; Hitzman et al., 2010; Aurelien et al., 2022]. В них заключено около 20% мировых запасов меди [Kirkham, 1989].

Детального минералогического изучения верхнерифейских медных проявлений Башкирского мегантиклинория (БМА) ранее не проводилось. В настоящем сообщении обобщаются опубликованные по ним немногочисленные данные, а также вместе с ними рассматриваются минералогические и геохимические особенности обнаруженных нами в 2022 г. [Мичурин, Шарипова, 2022; Michurin, Kazbulatova, 2024] Толпаровского и в 2024 г. Ашинского проявлений, размещающихся в катавских известняках. Предпринимается попытка определить условия формирования медной минерализации в верхнерифейских отложениях, а также понять, что послужило источниками меди и сопутствующих ей компонентов при образовании проявлений.

Лемезинское и Зириклинское проявления. Приурочены к доломитам нугушской подсвиты зильмердакской свиты на юге и западе БМА. В них медные минералы (халькозин, борнит, халькопирит, ковеллин), часто образующие сростки, неравномерно рассеяны по породе [Филиппов, 2009]. Содержание меди достигает 0.6 мас. %. По условиям залегания и составу медную минерализацию проявлений цитируемый автор относит к эвапоритовому типу. Считается, что она сходна с таковой из доломитовых прослоев в пермских красноцветных терригенных отложениях Приуралья, для которых помимо относительно низкого содержания меди также характерно хаотичное без видимой зональности распределение «эвапоритовых» рудных минералов [Филиппов, 2009].

Катавское и Саткинское проявления. Расположены на западе и севере БМА, залегают также как и описанные выше проявления в нугушской подсвите, но стратиграфически несколько выше них [Филиппов и др., 2015]. Вмещающими породами являются два слоя неравномернозернистого песчаника. Значительная часть его обломочной фракции состоит из окатанных зерен битуминозного доломита, в которых содержатся мелкие включения халькопирита, пирита, сфалерита. По данным указанных исследователей, в песчаниках фиксируются слойчатость течения и брекчии размыва. Последние состоят из обломков пелитоморфного известковистого доломита, в которых рассеян халькопирит размером до 0.3 мм, замещающийся вторичными карбонатами меди. По мнению авторов [Филиппов и др., 2015], форма нахождения сульфидов в проявлениях свидетельствует о том, что они оказались в песчанике в результате размыва медной залежи. Содержание меди в песчаниках составляет 0.2 мас. %, серебра – 1.5 г/т, молибдена – 9 г/т, висмута – 7 г/т. Допускается, что появление висмута могло быть вызвано наложенным воздействием на осадочные Су-содержащие породы гидротермальных растворов. В доказательство следов этого процесса приводится факт присутствия в неравномернозернистых песчаниках амеситоподобных кристаллов кварца размером около 1 см.

Большееинзерское проявление. Установлено в центральной части БМА и приурочено к строматолитовым известнякам из основания катавской свиты [Филиппов, Акбашев, 1975]. В известняках наблюдается замещение строматолитовых «слоек» пиритом и мельниковитом с отдельными зернами халькопирита и галенита в ассоциации с баритом. Указанными исследователями считается, что сульфидная минерализация имеет наложенный характер и образовалась за счет перекристаллизации Ва-содержащего известняка с формированием крупнокристаллических кварц-барит-карбонатных гнезд с редкой вкрапленностью халькопирита и галенита.

Толпаровское проявление. Залегает на западе БМА в катавских известняках, смятых в синклиналию складку и осложненных малоамплитудным взбросом [Michurin, Kazbulatova, 2024]. Рудная минерализация приурочена к зоне взброса и оперяющим его доломит-кальцитовым жилам и прожилкам из трещин скола и отрыва. По данным рентгенофлуоресцентного (X-Calibur, Xenometrix LTD, Израиль) и атомно-абсорбционного (Persee A3, PG Instrument, Китай) анализов в зоне разрывного нарушения содержания меди достигают 0.3 мас. %, золота – 0.5 г/т, в сопряженных трещинах отрыва и скалывания концентрации этих металлов соответственно доходят до 134–193 и 0.4–0.5 г/т.

Рудная минерализация, определенная на электронном микроскопе Tescan Vega Compact (Чехия) с энергодисперсионным анализатором Explorer 15 Oxford Instruments, представлена пиритом, халькопиритом, борнитом, дигенитом, сфалеритом. В доломит-кальцитовых прожилках из системы трещин скалывания обнаружено медистое золото [Мичурин, Шарипова, 2022, 2024], которое встречается в виде изометричных и пластинчатых выделений размером 1–5 мкм в ассоциации с пиритом, халькопиритом, доломитом, хлоритом и баритом. Размер зерен халькопирита составляет 3–60 мкм, кубические кристаллы пирита достигают 0.5 мм. В пирите отмечаются примеси Cu (до 1.72 мас. %) и Co (до 0.45 мас. %). Пары борнит–дигенит и дигенит–сфалерит нередко образуют сростания и часто содержат мелкие включения галенита, тетраэдрита-(Zn), виттихенита, гессита, эмпрессита, бисмита [Michurin, Kazbulatova, 2024]. По борниту и дигениту развиваются вторичные минералы меди. Последовательность образования рудной минерализации: пирит + халькопирит + самородное золото + борнит + дигенит + сфалерит + галенит + тетраэдрит-(Zn) + виттихенит + гессит → эмпрессит → бисмит + анилит + джирит + ковеллин + азурит + малахит.

Ашинское проявление. Обнаружено нами в известняках катавской свиты из центральной части БМА по образцам из коллекции В.И. Козлова, предоставленных для изучения В.М. Горожаниным. В породах в ассоциации с баритом развиваются халькопирит размером до 1 мм, сфалерит и сростания этих сульфидов с борнитом. В борните отмечаются включения Vi-содержащего (до 3 мас. %) галенита. Перечисленные сульфиды иногда начинают замещаться азуритом. Данные о содержаниях меди в образцах и условий залегания рудной минерализации в настоящее время отсутствуют.

Обсуждение результатов. Приведенные материалы показывают, что минералогически и геохимически проявления меди в верхнерифейских отложениях зильмердакской и катавской свит сходны между собой. В них медные минералы ранней генерации представлены обычно халькопиритом, борнитом, дигенитом (халькозином) или их сростаниями. В проявлениях часто отмечается присутствие галенита, сфалерита, минералов серебра и висмута или повышенных концентраций этих элементов в породах. Медепроявления располагаются в одних и тех же или рядом расположенных стратиграфических интервалах. Наиболее вероятно, что перечисленные особенности указывают на одинаковые источники рудных компонентов при сходных условиях образования медной минерализации в верхнерифейских отложениях.

Предшественниками высказано предположение о том, что источником Cu в верхнерифейских проявлениях могли выступать «содовые воды обширной неопресненной части бассейна, в которой медь находилась в растворимых соединениях», а в более мелководных частях бассейна, подвергшихся «полному испарению, из этих соединений образовались непромышленные эвапоритовые рудопроявления» [Филиппов и др., 2015, с.

54.]. Возможность того, что источником металла могли являться вмещающие терригенные и карбонатные отложения зильмердакской и катавской свит подтверждают наши исследования [Michurin, Kazbulatova, 2024], согласно которым в западной части БМА медью примерно в 2–5 раз выше кларка (по [Turekian, Wedepohl, 1961]) обогащены породы только этих свит в каратавской серии.

Вместе с тем ряд геологических наблюдений и рассматриваемых в настоящем сообщении характеристик свидетельствует об эпигенетическом по отношению к вмещающим породам образовании медной минерализации. По нашим данным [Michurin, Kazbulatova, 2024], в Толпаровском проявлении на начальных этапах минералообразования совместно с пиритом и халькопиритом происходило отложение самородного Cu-содержащего золота при температурах 285–320 °С и давлении около 0.8 Кбар. Формирование остальных рудных минералов протекало при снижении температуры до <200 °С и давления до 0.2 Кбар.

Медистое золото в Толпаровском проявлении характеризуется сравнительно редким химическим составом, которое в то же время сходно с составами золота из Западно-Акташской рудной зоны и Суранского селлаит-флюоритового месторождения [Мичурин, Шарипова, 2022, 2024]. Во всех местах обнаружения медистого золота в рифейских отложениях БМА, в том числе и в Толпаровском проявлении, золото ассоциирует с халькопиритом, а вмещающие породы обогащены медью, реже – цинком, свинцом, мышьяком, барием.

Общей чертой местонахождений медистого золота в Западно-Акташской зоне и Суранском месторождении является его приуроченность к эндо- или экзоконтактам габбродолеритов, которые по петрохимическим и геохимическим особенностям отвечают магматическим породам позднерифейского инзерского комплекса [Мичурин, Шарипова, 2022]. По имеющимся данным [Князев и др., 2010], U–Pb датировка последнего составляет $721 \pm 6,9$ млн лет. Этот возраст согласуется со временем формирования в Суранском месторождении зеленых флюоритов, которое происходило, как считается [Настасиенко, Сомов, 1991], между 769 ± 20 и 623 ± 20 млн лет назад (K-Ar данные по флогопиту). В Толпаровском проявлении магматические породы не обнажаются, однако оно располагается на линии простирания даек габбродолеритов, также относимых [Князев и др., 2010] к инзерскому комплексу. Эти факты и сходные специфические особенности химического состава самородного золота во всех местонахождениях указывают, на единый магматический источник Au в них и образование медистого золота в связи с деятельностью постмагматических флюидов. В минералообразующую систему Толпаровского проявления помимо Au ими также были привнесены Ag, Te, Bi (вероятно, частично Cu и As) с формированием золота, борнита, дигенита, сфалерита, галенита, тетраэдрита-(Zn), виттихенита, гессита. Таким образом, полученные результаты согласуются с точкой зрения многих исследователей [Габлина, 1983; Hitzman et al., 2010; Sillitoe et al., 2017] о том, что медное оруденение в стратиформных месторождениях многостадийно и обусловлено реализацией разных геологических процессов на протяжении всей осадочно-тектонической эволюции вмещающих бассейнов.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

Габлина И.Ф. Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука, 1983. 112 с.

Князев Ю.Г., Князева Ю.Г., Сначев В.И., Каримов Т.Р., Масагутов Р.Х., Быкова Л.С., Утаев М.А., Айдаров Э.М., Алсланова Э.Р. Отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 листа N-40-Уфа». Уфа. 2010.

Мичурин С.В., Шарипова А.А. Медистое золото в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала

и сопредельных территорий / Материалы 15-й Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 14–17 мая 2024 г. Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 137–140.

Мичурин С.В., Шарипова А.А. Первые находки медистого золота в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2022. №3. С. 52–65.

Настасиенко Е.В., Сомов М.М. Структурная позиция флюоритового оруденения Западно-Уральского региона и условия локализации рудных тел // Условия локализации сурьмяно-ртутного и флюоритового оруденения в рудных полях. Новосибирск: Наука, 1991. С. 141–148.

Филиппов В.А. Перспективы выявления осадочных месторождений меди в верхнерифейских отложениях западного склона Южного Урала // Руды и металлы, 2009. №2. С. 23–27.

Филиппов В.А., Акбашев Р.М. К находкам стратифицированной медной и баритовой минерализации в каратауской серии западного склона Южного Урала // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа, 1975. С. 144–148.

Филиппов В.А., Кутовой А.К., Рябинин В.Ф. Новая находка сульфидов меди в зильмердакской свите неопротерозоя на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы, 2015. №2. С. 50–55.

Aurelien N., Ousmane S., Pitiya R.P. Zambia's Copperbelt area and copper mining: A review // J. Geosci. Environ. Prot, 2022. V. 10. P. 67–75.

Cox D.P., Lindsey D.A., Singer D.A., Diggles M.F. Sediment hosted copper deposits of the world: Deposit model sand database // US Geological Survey, 2003. Open-file report 03-107. P. 1–53.

Hitzman M.W., Selley D., Bull S. Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History // Economic Geology, 2010. V. 105(3). P. 627–639.

Kirkham R.V. Distribution, settings, and genesis of sediment-hosted stratiform copper deposits in Boyle sediment-hosted stratiform copper deposits // Geol. Assoc. Canada, 1989. V. 36. P. 3–38.

Michurin S.V., Kazbulatova G.M. Cu and Au Mineralization of the Tolparovo Ore Occurrence: Evidence for the Formation of Redbed Copper Occurrences in Neoproterozoic Deposits of the Southern Urals // Minerals, 2024. V. 14. 148.

Sillitoe R.H., Perello J., Creaser R.A., Wilton J., Wilson A.J., Dawborn T. Age of the Zambian Copperbelt // Miner. Depos, 2017. V. 52 (8). P. 1245–1268.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust // Geological Society of America Bulletin, 1961. V. 72. P. 175–192.

ГИПЕРГЕННАЯ СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЕТЛИНСКОГО БУРОЖЕЛЕЗНЯКОВОГО КАРЬЕРА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.С. Мичурина¹, С.В. Мичурин²

¹*Новосибирский государственный университет, Новосибирск*

²*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
vicka.michurina@gmail.com*

Во время полевой экскурсии в июле 2022 года по наиболее известным на Южном Урале Саткинскому и Бакальскому месторождениям магнезита и сидерита нами отобраны отдельные индивиды кубического пирита размером 2–7 мм. Пирит выбран «вручную» из так называемых «сланцев перемыва» [Сергеев, 1963; Крупенин и др., 2007] в карьере Петлинского месторождения, который ранее в основном разрабатывался на бурые железняки. В районе описываемых месторождений нижнерифейские карбонатно-терригенные отложения бакальской свиты с угловым несогласием перекрыты среднерифейскими кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты. Стратиграфически ниже песчаников согласно залегают «сланцы перемыва». Они относятся к предзигальгинской коре выветривания и представляют собой метаморфизованные делювиальные отложения

мощностью до 20 м, образовавшиеся при континентальном выветривании бакальских пород [Сергеев, 1963; Крупенин и др., 2007].

В южной стенке Петлинского карьера у поверхности наблюдается выход «сланцев перебива», а ниже они сильно дезинтегрированы. В этом месте породы представляют собой остро-наклонную делювиальную осыпь площадью несколько квадратных метров, состоящую из сланцевых обломков размером 0.1–1 см. Под руководством М.Т. Крупенина, проводившего геологическую экскурсию, «кубики» сульфидов железа легко были набраны из почти полностью разрушенных выветрелых пород для пополнения минералогической коллекции. Однако кристаллы пирита не были чистыми, их поверхность почти всегда была покрыта неровными тонкими «щеточками» других минералов. Иногда это придавало образцам изменчивую бело-желтую окраску и овало- или шарообразную форму (рис 1.). Кроме того, они издавали сильный запах сероводорода. Минералогическое изучение в зонах окисления сульфидных и железорудных месторождений важно с точки зрения минералогии, процессов техногенеза и экологии [Кашкай, Алиев, 1960; Филиппова, 2004; Белогуб, 2009; Эпова и др., 2018], поэтому нами предпринята попытка диагностировать минералы из тонких наростов на кристаллах пирита и понять природу их образования.

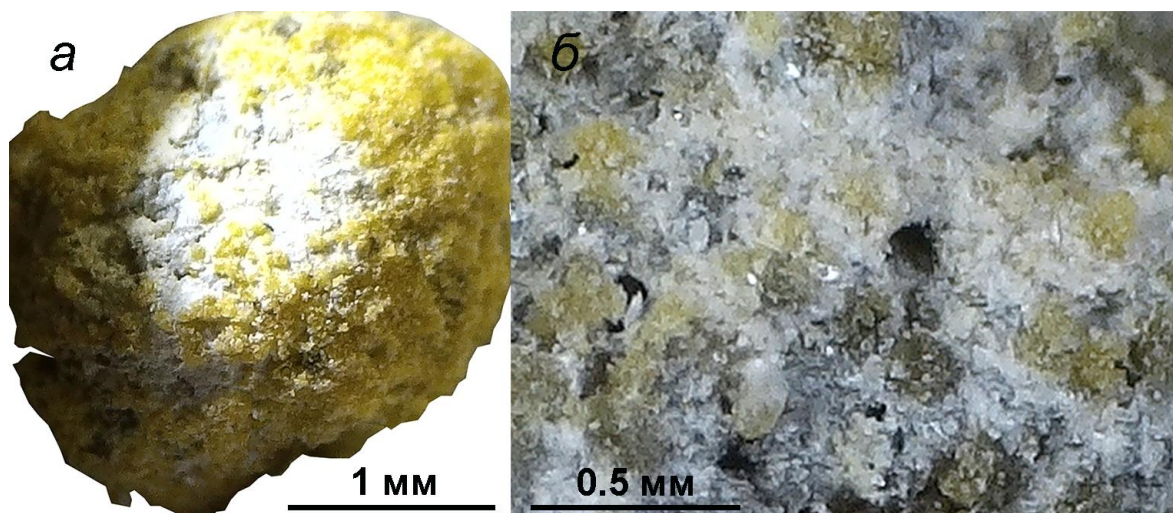


Рис. 1. Внешний вид пирита с нарощими на нем сульфатными минералами (а) и их фотография под бинокулярным микроскопом (б)

По результатам рентгенофазового анализа (дифрактометр ДРОН-4, $\text{Cu K}\alpha$ излучение, шаг $0,02^\circ$, аналитик Г.С. Ситдикова), выполненным по истертым соскобам с поверхности кристаллов пирита, из минералов наиболее сильно проявляются кварц (3.33–3.34 и 4.24–4.26 Å) и мусковит, фиксирующийся по отражениям 2.56, 4.45–4.48, 3.49–3.51, 2.99–3.00, 3.19–3.20, 9.89–10.03 Å. Это соответствует данным из работы [Güven, 1971] для мусковита, который относится к поли типу $2M_1$. Из сульфатных минералов наиболее хорошо диагностируется феррикопиапит, относящийся к группе копиапита [Fanfani et al., 1973]. В изученных образцах он дает рефлексы 17.74–17.96, 8.93–8.97, 5.51–5.56, 5.97–5.98 и другие.

Копиапит является наиболее распространённым минералом трёхвалентного железа из класса сульфатов [Кашкай, Алиев, 1960]. По данным названных исследователей, впервые этот водный сульфат железа был описан в 1833 году Густавом Розе [Rose, 1833], но название копиапит (из-за местности Копиапо, Чили) получил лишь в 1845 году благодаря минералогу Вильгельму фон Гайдингеру [Haidinger, 1845]. Помимо копиапита существует еще 6 разновидностей минералов в этой группе (<https://www.mindat.org>). Общая кристаллохимическая формула копиапита может быть записана в виде $\text{XFe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$, где X – Fe^{2+} (копиапит), $\text{Fe}^{3+}_{0.67}$ (феррикопиапит), $\text{Al}_{0.67}$ (алюминокопиапит), Ca (кальциокопиапит), Cu^{2+} (купрокопиапит), Mg (магнезиокопиапит),

Zn (цинкокопиапит). В алюмокопиапите и феррикопиапите соответственно присутствуют по 2/3 атомов алюминия или трехвалентного железа, а цинкокопиапит содержит 18 молекул воды, а не 20, как другие минералы этой группы.

В естественном виде минералы, развивающиеся на поверхности пирита, исследованы на электронном микроскопе TescanVega 4 Compact с энергодисперсионным анализатором (аналитик С.С. Ковалев). Установлено, что среди водных сульфатных минералов в образцах больше всего развит феррикопиапит (рис. 2), который по соотношению железа и серы рассчитывается на формулу $Fe_{0.62-0.69}Fe_4(SO_4)_{5.98-6.05}(OH)_2 \cdot 20H_2O$ и имеет состав, близкий к теоретическому, указанному выше. В феррикопиапите отмечается примесь алюминия.

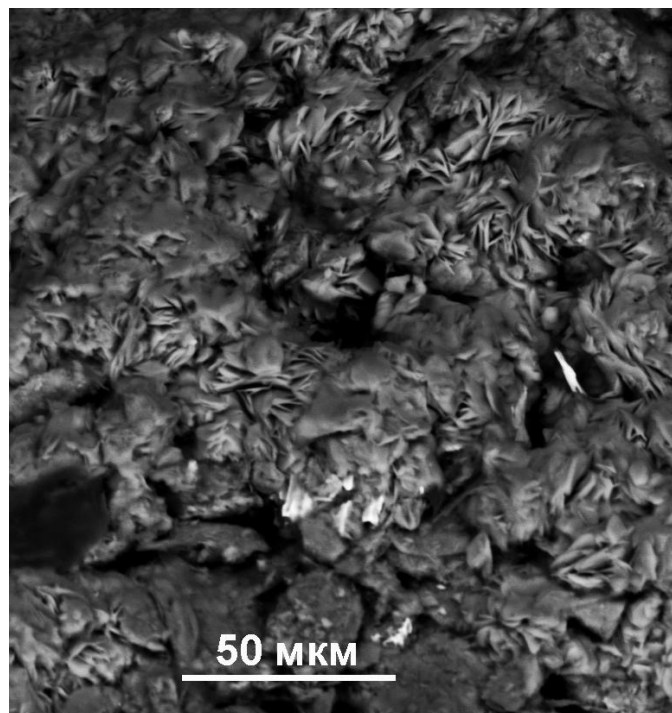


Рис. 2. BSE-изображение феррикопиапита, развивающегося вместе с кварцем и мусковитом на поверхности пирита

В изученных нами пробах дифрактометрические отражения феррикопиапита почти всегда сдвоены и частично они отвечают магнезиокопиапиту, который имеет небольшой сдвиг всех своих главных рефлексов в область меньших углов по сравнению с феррикопиапитом [Susse, 1972]. Однако наличие магнезиокопиапита не подтверждается данными энергодисперсионного микроанализа, и мы не можем с уверенностью говорить о его присутствии на поверхности исследованных кристаллов пирита.

В пробах изредка отмечается бледит, устанавливающийся преимущественно по химическому составу, поскольку совместное увеличение содержаний натрия и магния в анализах не коррелирует с ростом количества других элементов, за исключением серы. Водный сульфат этих металлов определяется как $Na_{1.98}Mg_{1.02}(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, незначительно отклоняясь от кристаллохимического стехиометрического соотношения [Wyskoff, 1963]. Он образует на феррикопиапите микротаблички размером около 5 мкм. Почти все его основные дифракционные отражения в районе $19.5-33^\circ$ углов Брэгга 2θ перекрываются более высокими рефлексами в основном мусковита, реже – кварца и пирита. Тем не менее, его можно определить по главному отражению 3.25 \AA , исходя из предположения, что оно не отвечает калиевому полевоому шпату, обычно не сохраняющемуся в водных окислительных условиях и легко распадающемуся на мусковит и кварц [Зарайский, 2007]. Кроме того, на дифрактограммах изученных образцов присутствуют слабые рефлексы $2.92-2.93$ и $2.62-2.63 \text{ \AA}$, которые также может давать бледит [Wyskoff, 1963].

Менее четко проявлен гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) из-за осложняющих его отражений от пирита и других перечисленных выше присутствующих минералов. В химическом составе последних часто отмечается примесь кальция, содержания которого обнаруживают положительную среднюю связь ($K_{\text{корр}}=0.52$) только с концентрациями серы и не связаны с другими элементами. К тому же в образцах проявлены повышенные рефлекссы 7.63–7.68 и 2.08 Å, что может быть обусловлено [Pederson, Semmingsen, 1982] присутствием в них гипса. Этот минерал, образующийся при воздействии от полученного в результате окисления пирита серной кислоты, хорошо растворяется и переносится даже в слабокислых растворах [Кашкай, Алиев, 1960].

Такая же картина в энергодисперсионных анализах наблюдается и с магнезиом, когда он при отсутствии натрия положительно коррелирует в средней степени ($K_{\text{корр}}=0.49$) только с серой. Это говорит о его наиболее вероятном вхождении в самостоятельный сульфатный минерал. В образцах рентгенографически подтверждается присутствие водного сульфата магнезия гексагидрата ($\text{Mg}(\text{SO}_4)_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) по присущим ему рефлексам [Zalkin et al., 1964], которые отчетливо проявлены при 4.39, 4.03–4.04, 5.45, 5.09–5.10 Å. На дифрактометрические отражения водного сульфата магнезия эпсомита ($\text{Mg}(\text{SO}_4) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) в изученных пробах оказывают мешающее влияние все установленные минералы (кварц, мусковит, пирит, феррикопиапит, бледит), и подтвердить его наличие по рентгенофазовому анализу не удается.

Проведенные исследования по сульфатам, образующимся на поверхности пирита из «сланцев перемыва» в Петлинском карьере, подтверждают и дополняют ранее полученные данные о гипергенной сульфатной минерализации в отвалах Бакальских месторождений, которая в них кристаллизуется в виде выцветов, корочек, почковидных агрегатов [Филиппова, 2004]. Из водных сульфатных минералов указанным автором установлены: 1) Fe-содержащие – копиапит и ярозит ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$); 2) Ca-содержащие – гипс; 3) Mg-содержащие – пиккерингит ($\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$), эпсомит, гексагидрит. По мнению названного исследователя, эти минералы являются сезонными образованиями и формируются на испарительном барьере при определенных климатических условиях. Считается, что вовлечение литофильных элементов в фазы гидрохимической миграции говорит об интенсивном химическом выветривании породообразующих силикатов.

Минералы группы копиапита образуются в гипергенных условиях в самой различной физико-химической обстановке, в особенности при химическом выветривании Fe-содержащих сульфидов и сульфатов под воздействием сернокислых растворов или непосредственно из водяных паров, содержащих SO_3 [Кашкай, Алиев, 1960]. Окисление пирита, наиболее распространенного сульфида железа, на воздухе происходит по реакциям: 1) $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$; 2) $4\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 2\text{H}_2\text{O}$. Образующийся при этом закисный сульфат переходит в окисный. Согласно указанным авторам, если в растворе присутствует только окисное железо, первым минералом выпадет феррикопиапит. Он стабилен приблизительно до 90°C. Минералы группы копиапита, как и другие водные соли, в атмосферных условиях устойчивы лишь при условии, если давление водяных паров в воздухе будет превышать давление пара самих минералов, поэтому они не являются стабильными и очень легко разрушаются.

Таким образом, проведенное изучение показывает, что в Петлинском карьере на поверхности кристаллов пирита, высвободившихся из дезинтегрированных «сланцев перемыва», образуется главным образом водный сульфат железа феррикопиапит, который встречается в ассоциации с кварцем и мусковитом. Судя по присутствию в изученных образцах совместно с феррикопиапитом и на нем небольших количеств гипса, гексагидрата и бледита, в поздних порциях минералообразующих растворов был некоторый избыток литофильных элементов Ca, Mg, Na, Al. С точки зрения геоэкологии, гипергенные сульфаты могут концентрировать токсичные химические элементы и, являясь легко растворимыми соединениями, быть источником загрязнения рудничных вод [Филиппова, 2004; Эпова и др.,

2018]. Полученные данные дополняют сведения по геохимии процессов техногенеза в Бакальских карьерах и могут быть использованы для их экологической оценки.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

Белогуб Е.В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2009. 40 с.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 136 с.

Кашкай М.А., Алиев Р.М. Новый минерал кальциокопиаптит (тусиит) из группы копиапита и о характеристике этой группы вообще // Тр. Азербайдж. геогр. общ., 1960. С. 49–76.

Крупенин М.Т., Шардакова Г.Ю., Кузнецов А.Б. О геохимии процессов формирования «сланцев перемыва» и лиственитов по породам Главной дайки (Бакальский район) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России / Материалы Всероссийской конференции (Петрозаводск, 12–15 ноября 2007). Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 199–203.

Сергеев О.П. Стратиграфия бакальской свиты Уральского протерозоя / Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 45–54.

Филиппова К.А. Геохимия процессов техногенеза Бакальских железорудных месторождений (Южный Урал) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2004. 24 с.

Эпова Е.С., Русаль О.С., Еремин О.В. Редкоземельные элементы в зоне гипергенеза Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения (Забайкальский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 8. 88–95.

Fanfani L., Nunzi A., Zanazzi P.F., Zanzari A.R. The copiapite problem: the crystal structure of a ferrian copiapite // American Mineralogist, 1973. V. 58. P. 314–322.

Guven N. The crystal structures of $2M_1$ phengite and $2M_1$ muscovite // Zeitschrift fur Kristallographie, 1971. V. 134. P. 196–212.

Haidinger W. Handbuch der bestimmenden Mineralogie, enthaltend die Terminologie, Systematik, Nomenklatur und Charakteristik der Naturgeschichte des Mineralreiches. Wien, Braumüller & Seidel, 1845. 630 p.

Pederson B.F., Semmingsen D. Neutron Diffraction Refinement of the Structure of Gypsum, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Acta Crystallographica, 1982. B. 38. P. 1074–1077.

Rose G. Über einige in Südamerica vorkommende Eisenoxydsaize // Annalen der Physik, 1833. V. 27. P. 309–319.

Susse P. Crystal structure and hydrogen bonding of copiapite // Zeitschrift fur Kristallographie, 1972. V. 135. P. 34–55.

Wyckoff R.W.G. Crystal Structures. New York, London, Sydney: Wiley, 1963. V. 1. P. 467.

Zalkin A., Ruben H., Templeton D.H. The crystal structure and hydrogen bonding of magnesium sulfate hexahydrate // Acta Crystallographica, 1964. V. 17. 235–240.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО БЛОКА АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (УЗБЕКИСТАН)

М.А. Мундузова, О.О. Холдорев

ГУ «Институт минеральных ресурсов», Ташкент

mavlyuda.munduzova1956@gmail.com; orifjonxoldorov97@gmail.com

Алмалыкский рудный район разбит многочисленными разломами на несколько тектонических блоков. В пределах района выделяются Южный, Северный и Центральный обособленные блоки. Центральный блок располагается в северной структурной полосе района, разделенной зоной Бургундинского и Мисканского разломов.

Большая доля разведанных в районе золоторудных объектов локализована в эффузивных и субвулканических отложениях (С₂). Золотая минерализация в терригенно-карбонатных отложениях среднего палеозоя слабо изучена и выявление новых типов золоторудных объектов в этих отложениях могло бы расширить минерально-сырьевую базу золотодобывающей промышленности Узбекистана.

Геологическое строение и рудоносность Алмалыкского рудного района описаны в работах многих исследователей: Х.М. Абдуллаева, Г. Аверина, Х.А. Акбарова, С.Т. Бадалова, И.М. Голованова, Ф.И. Вольфсона, Т.Н. Далимова, Ф.И. Исламова, И.В. Плещенко, Е.З. Мешанинова, М.О. Сулейманова, В.Н. Жохова и других. В.А. Арапов, рассматривавший особенности тектоники Кураминского хребта в пределах Алмалыкского района, выделил Алмалыкскую грабенсинклиналь, пространственно совпадающую с выделенными ранее Южным, Северным и Центральным блоками.

Центральный блок Алмалыкского рудного района является вулканотектоническим грабеном. Анализируя границы рудного блока, пришли к выводу, что рудное поле ограничено с севера Бургундинским разломом, с юго-востока Мисканским, а с запада – породами фундамента, выходящими на поверхность и представляющими собой многоярусное сооружение, сложенное терригенно-карбонатными толщами D₃-C₁. Отличительной особенностью Центрального блока Алмалыкского рудного района является широкое распространение терригенно-карбонатных формаций (до 70% от площади района), в которых выделены семь свит общей мощностью более 700 м, представленных известняками, серыми доломитами, черными доломитами, песчаниками, аргиллитами с прослоями глин и алевролитов. Наиболее широко в Центральном блоке Алмалыкского рудного района распространены: алмалыкская, каратагатинская, кулятинская, катрангинская, кульчулакская и мирзарабатская свиты.

Интерес специалистов к этому блоку обусловлен наличием здесь целого ряда геологических факторов, благоприятных для локализации золотого, полиметаллического, медного и других типов оруденения, приуроченных к доломитам каратагатинской и кулятинской свит [Плещенко, Малахова, 1986 г.]. Е.З. Мещанинов считал, что по интенсивности оруденения Центральный блок занимает одно из первых мест в Алмалыкском рудном районе. В нем преобладают кварцево-золоторудные, полиметаллические и медно-порфиновые проявления. В Центральном блоке находятся также наиболее крупные, собственно золоторудные, месторождения района Каульды, Южный-I, Южный-II, Карасай, Серая скала, Балантепа и др.

Магматические процессы на площади Центрального блока проявлены значительно слабее, чем в северном и южном блоках. Интрузивные породы представлены крупными штокообразными телами. Значительное распространение интрузивных пород установлено на глубине.

Аляскиты (S-D₁) являются наиболее древними интрузивными породами площади и сохранились в виде ксенолитов в кровли интрузии мелкозернистых кварцевых сиенито-диоритов. *Сиенито-диориты* Алмалыкского типа имеют широкое распространение в северном блоке и слагают междуречье Каракия-Алмалык-Накпай-Саукбулак. *Кварцевые порфиroidные сиенито-диориты, диориты* (C₃). Крупный массив этих пород вытягивается с юго-запада на северо-восток, располагаясь в бассейнах р.р. Алмалык, Карасай, Саукбулак. *Сиенит порфиры, фельзит-порфиры* (C₃). Эти породы отмечаются в низовьях рек Саукбулак, Ургаз, Кандыр, и имеют секущие крутопадающие контакты с разновозрастными породами. *Гранодиорит-порфиры* Алмалыкского типа (C₃?) имеют незначительное распространение в районе, слагая Кальмакырский, Акчекинский, Сарычекинский штоки.

Основные рудоконтролирующие разрывные нарушения. В Алмалыкском рудном районе (Центральный блок) выделяются три различных генетические группы сколовых структур: зоны погребенных разломов глубокого заложения, отраженные сколовые нарушения и синвулканические сбросы [Мещанинов, Азин, 1972]. Они отличаются по возрасту, генезису, пространственной ориентировке, масштабу проявления, роли в структуре

рудного поля и отношению к магматическому и рудному процессам. Установлена их ведущая роль в размещении локализации оруденения.

В зонах разломов размещаются субвулканические брекчии, аргиллизиты и метасоматические залежи кварца с золотом. Пологие синвулканические сбросы являются важнейшими рудоконтролирующими структурами рудного поля. В наиболее крупных из них размещаются участки Центральный, Южный, Южный-II и месторождение Каульды. Складчатые и разрывные дислокации Центрального блока создали в карбонатных толщах участки, благоприятные для локализации оруденения и определили структурный фактор его контроля.

Фашиально-палеогеографическая обстановка, по мнению И.В. Плещенко, при формировании основных рудовмещающих пород верхнего фамена и палеогеография конца франского века были, в основном, однотипны. На всей территории изучаемого района располагался мелко-заливный фашиальный пояс. Изучая карбонатные формации рудопроявления Карасай, автор пришел к выводу, что месторождение образовалось в условиях аридного климата в мелководном замкнутом бассейне с сероводородным заражением.

Рудовмещающие породы сформировались, в основном, в застойных фациях карбонатных формаций. Осадки верхне-каратагатинской свиты (D_3fm_2 , kg_2) приурочены к окончанию крупного ритма в осадконакоплении и сформировались в застойных условиях мелкозаливного фашиального динамического пояса.

Известно, что органическое вещество в доломитах является благоприятным геохимическим фактором, способствующим осаждению и накоплению в этих породах золота, сульфидов, железа, свинца, цинка, меди и других компонентов при циркуляции металлоносных растворов через эти породы, в которых происходит избирательное осаждение одних элементов и вынос других. Установлено [Сулейманов, Мундузова, 1995 г.], что в толщах этих свит широко проявились сингенетично-диагенетические и эпигенетические процессы, приведшие к перераспределению полезных компонентов, в том числе золота, в черных, темно-серых доломитах. Они сложены тонкими агрегатами доломита, иллита, кварца и содержат каолинит, серицит, кальцит. Карбонатность в них составляет 9.4–89.3 мас. %.

Список литературы

Мещанинов Е.З., Азин В.И. Распространение золота в одном из медно-порфировых месторождений Алмалыкского района // Известия ВУЗов, геология и разведка, 1972. № 8. С. 16–18.

Плещенко И.В., Малахова Н.А. Изучение рудоносности карбонатных формаций (D_3-C_1) и выявление перспективности в них стратиформного свинцово-цинкового оруденения в Кульчулак-Катрангинском рудном поле и на прилегающих площадях Центрального блока. 1984–1986 гг. Ташкент, 1986 г. 178 с.

Сулейманов М.О., Мундузова М.А. Оценка перспектив Алмалыкского рудного района на золотое оруденение Карлинского типа в карбонатных толщах. 1993–1995 гг. Ташкент, 1995 г. 78 с.

ТЕХНОГЕННОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ: ПРИРОДА ОБРАЗОВАНИЯ, СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ

С.К. Мустафин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфимский университет науки и технологий, Уфа, sabir.mustafin@yandex.ru

Принятая Генеральной Ассамблеей ООН 25.09.2015 г. Резолюция 70/1 – «Преобразование нашего мира: повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года» определила для всего мирового сообщества на пятнадцать лет стратегию, состоящую из семнадцати глобальных целей социально-экономического развития с учётом экологических ограничений [Преобразование ..., 2015]. Цель №12 сформулирована как «Обеспечение рациональных моделей потребления и производства» и призвана в определенной мере устранить диспропорции в глобальной структуре избыточного потребления и ресурсоемкого производства. Реализация Цели №12 Резолюции направлена на обеспечение перехода к рациональным моделям потребления и производства.

В Российской Федерации (РФ) в настоящее время осуществляют производственную деятельность 16 тысяч предприятий, занятых в сфере добычи и переработки полезных ископаемых. Только за 2021 год, по данным Росстата, на таких предприятиях было образовано 7690.5 млн т отходов, основной объём которых приходится на добычу угля (5002.7 млн т) и металлических полезных ископаемых (2398.6 млн т). Структуру и динамику формирования отходов недропользования РФ характеризуют актуализированные данные обобщения, приведённые в таблице 1.

Таблица 1

Объём образования отходов производства и потребления в РФ по основным видам экономической деятельности в 2016–2023 гг., тыс. т по данным Росприроднадзора [Государственный ..., 2023а–б, 2024а–б]

| Вид промышленной деятельности | Объёмы образования отходов недропользования по годам | | | |
|---|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | 2020 | 2021 | 2022 | 2023 |
| Всего по всем видам деятельности | 6955717.0 | 8448642.6 | 9017264.5 | 9278837.8 |
| Добыча твёрдых полезных ископаемых (исключая нефть и газ) | 6367335.7 (91.54%) | 7690515.4 (91.02%) | 8380098.6 (92.93%) | 8666291.7 (92.78%) |
| Добыча угля (доля от отходов добычи полезных ископаемых в целом, %) | 3911299.0 (61.43%) | 5002760.8 (65.05%) | 5681069.0 (67.79%) | 6018912.5 (69.45%) |
| Добыча металлических руд (доля от отходов добычи полезных ископаемых в целом, %) | 2070925.8 (32.52%) | 2398611.0 (31.19%) | 2403794.8 (28.68%) | 2284982.4 (26.37%) |
| Добыча прочих полезных ископаемых (доля от отходов добычи полезных ископаемых в целом, %) | 373976.4 (5.9%) | 274997.5 (3.6%) | 281740.2 (3.4%) | 347791.2 (4.0%) |

Экспертный анализ современного мирового недропользования показал, что применение самых прогрессивных инновационных технологий добычи и переработки минерального сырья в среднем позволяют использовать не более 3% горной массы, извлеченной из недр, остальная идет в отходы. Так, например, при обогащении комплексных руд твёрдых полезных ископаемых теряется до 50% содержащихся в исходном минеральном сырье цветных металлов, а получение 1 тонны цветных металлов сопровождается формированием 1–3 тыс. тонн вмещающих и вскрышных пород и до 100 тонн хвостов обогащения.

Горные предприятия РФ ежегодно извлекают из недр и аккумулируют на поверхности порядка 5 млрд тонн вскрышных пород и некондиционных руд. На обогатительных фабриках комбинатов ежегодно образуются около 700 млн тонн отходов обогащения (текущих хвостов). К 2018 году на территориях недропользования Российской Федерации было

накоплено порядка 80 млрд тонн отходов, включая более 2 млрд тонн зол ТЭС, ТЭЦ, ГРЭС, шлаков предприятий черной и цветной металлургии.

На горных предприятиях Урала в Свердловской области общий объём аккумулированных техногенных отходов, представленных породами вскрыши, некондиционными рудами (74%) и отходами металлургического передела (23%) превышает 8.5 млрд тонн. В Магаданской области на территории 42 рудно-россыпных узлов накоплено 700 млн м³ отходов отвального золотосодержащего комплекса, представляющих собой техногенные месторождения. В Мурманской области накопленный объём техногенных отходов недропользования, представленных породами вскрыши (72%) и хвостами обогащения (24%), превышает 8 млрд тонн [Вержанский, 2016].

Отходы горного и металлургического производства как лежалые, так и текущие практически всегда представляют коммерческий интерес как ценное техногенное сырьё для рециклинга. Требуется лишь провести комплексное углублённое исследование состава этого сырья и разработать технологию. В качестве примера на рис. 1 приведена схема размещения на территории РФ техногенных объектов – отходов производства (добычи, обогащения и переработки разнотипного минерального сырья), в настоящее время представляющих собой потенциальные масштабные месторождения для эффективного рециклинга редких металлов и редкоземельных элементов.

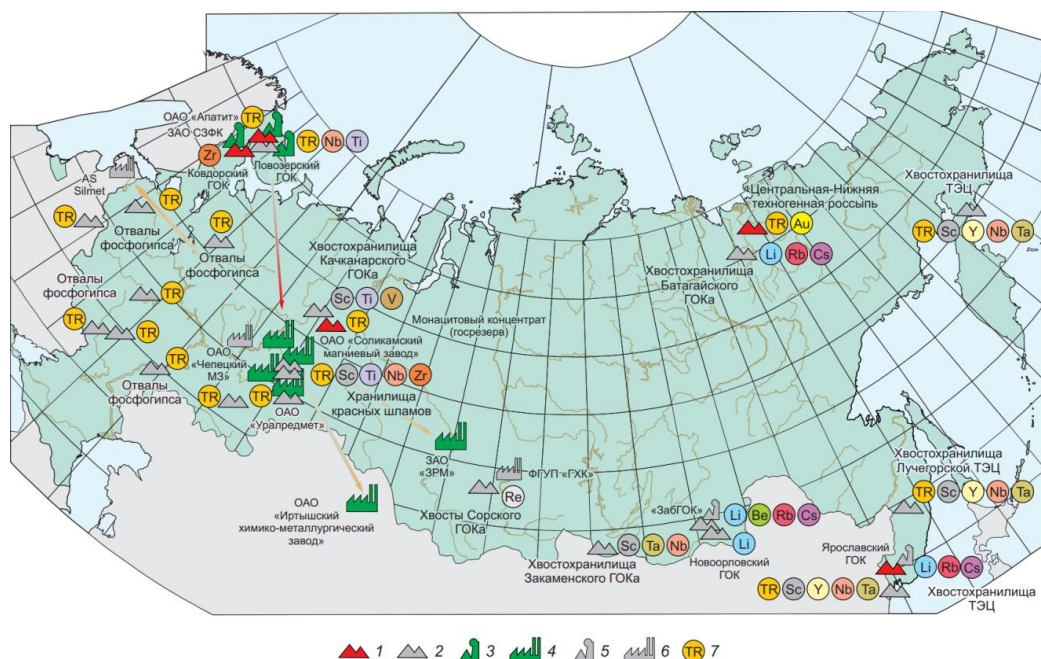


Рис. 1. Размещение техногенных объектов редких металлов РФ, их добычи и производства по [Левченко и др., 2018]

1 – техногенные месторождения; 2 – техногенные объекты; действующие предприятия: 3 – добывающие, 4 – перерабатывающие; недействующие предприятия: 5 – добывающие, 6 – перерабатывающие; 7 – полезные компоненты.

В таблице 2 представлены обобщенные сведения по воспроизводству и использованию сырьевой базы полезных ископаемых РФ, в части учтённых, в недрах Республики Башкортостан (РБ): железо, марганец, алюминий (бокситы), медь, цинк, свинец, золото, серебро, фосфатное сырьё (фосфориты), плакиновый шпат. Из этой группы (табл. 3) к стратегическим видам полезных ископаемых, согласно действующего Перечня и содержания Стратегии развития минерально-сырьевой базы РФ до 2050 г. относятся все, кроме железа [Перечень ..., 2022; Стратегия ..., 2024].

Таблица 2

Воспроизводство и использование сырьевой базы видов полезных ископаемых РФ по данным [Государственный ..., 2023а–б, 2024а–б]

| | 2020 г. | 2021 г. | 2022 г. | 2023 г. |
|---|-------------|-------------|-------------|---------|
| Уголь, млн т | | | | |
| Добыча всех типов углей (по маркшейдерским замерам), в том числе: | | | | |
| бурых углей | 363.4 | 396.6 | 398.4 | 398.4 |
| каменных углей | 72.6 | 73.6 | 87.12 | |
| антрацита | 269.9 | 298.8 | 287.8 | |
| | 20.9 | 24.2 | 23.52 | |
| Железо, млн т | | | | |
| Добыча руды, в том числе: | 368.1 | 376 | 329.7 | 315.3 |
| из недр | 359.2 | 368.9 | 324.1 | |
| из техногенных месторождений | 0.7 | 0.01 | 0 | |
| из отвалов | 8.2 | 7.1 | 5.6 | |
| Марганец, тыс. т | | | | |
| Добыча из недр | 188 | 71 | 110 | 145.0 |
| Алюминиевое сырье, млн т | | | | |
| Добыча из недр (в том числе металлургических сортов): | | | | 6.02 |
| бокситов | 6.65 (6.1) | 6.57 (6.21) | 6.71 (6.18) | |
| нефелиновых руд | 37.3 (3.12) | 38.9 (3.14) | 39.6 (3.11) | |
| Медь, тыс. т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 1 145 | 1155.4 | 1128.4 | 1115.5 |
| из недр | 1134.6 | 1146.8 | 1117.8 | |
| из техногенных месторождений | 10.4 | 8.6 | 10.6 | |
| Цинк, тыс. т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 488.4 | 497.6 | 514.1 | 665.7 |
| из недр | 453.4 | 460.9 | 505.1 | |
| из техногенных образований | 35 | 36.7 | 9 | |
| Свинец, тыс. т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 286.8 | 288.8 | 327.1 | 330.7 |
| из недр | 282.7 | 281 | 318.1 | |
| из техногенных образований | 4.1 | 7.8 | 9 | |
| Редкоземельные металлы, тыс. т | | | | |
| Добыча из недр, $\sum TR_2O_3$ | 114.8 | 117.7 | 118.1 | 120.2 |
| Золото, т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 428.7 | 439.1 | 421.8 | 462.8 |
| из недр | 427.6 | 438.4 | 420.7 | |
| из техногенных месторождений | 1.2 | 0.7 | 1.1 | |
| Серебро, т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 2 263.7 | 2 309.1 | 2 608.7 | 2563.3 |
| из недр | 2 253.41 | 2 304.51 | 2 595.12 | |
| из техногенных месторождений | 10.3 | 4.6 | 13.6 | |
| Платиноиды, т | | | | |
| Добыча из недр, в том числе: | 148.7 | 134.9 | 134.9 | 136.8 |
| Добыча из техногенных месторождений | 6.3 | 4.4 | 6.97 | |
| Фосфаты, тыс. т | | | | |
| Добыча апатитовых руд, тыс. т P_2O_5 , в том числе: | 6 184 | 6 909 | 6 625 | 6 600 |
| из недр | 6 129 | 6 327 | 6 461 | |
| из техногенных образований | 55 | 582 | 164 | |
| Добыча фосфоритовых руд, тыс. т | 0 | 11 | 2 | |
| Плавленый шпат, тыс. т | | | | |
| Добыча, в том числе: | 32 | 76 | 114 | 56.0 |
| из недр | 32 | 76 | 76 | |
| из отвалов | 0 | 0 | 38 | |

Примечание. Источник – Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации (ГБЗ РФ). Приведены все виды полезных ископаемых РФ, учтённые в недрах Республики Башкортостан.

Таблица 3

Балансовые запасы минерального сырья месторождений РБ, входящие в перечень стратегических видов полезных ископаемых РФ [Государственный ..., 2024а]

| Полезные ископаемые, единицы измерения | Количество месторождений | Балансовые запасы, категории | |
|--|--------------------------|------------------------------|----------------|
| | | A+B+C ₁ | C ₂ |
| Медь, тыс. т | 23 | 4204.4 | 1024.6 |
| Цинк, тыс. т | 25 | 4311.8 | 2231.2 |
| Свинец, тыс. т | 5 | 166.0 | 4.5 |
| Железные руды, тыс. т | 20 | 69371 | 13763 |
| Марганцевые руды, тыс. т | 1 | 477 | 707 |
| Бокситы, тыс. т | 1 | 317 | 616 |
| Золото (коренное и россыпное, техногенное), кг | 84 | 435954 | 190415 |
| Серебро, т | 31 8 | 5760.5 | 2323.8 |
| Плавиновый шпат, тыс. т | 1 | 392 | 193 |
| Фосфоритовые руды, тыс. т | 1 | 2142 | |

Перспективным техногенным минеральным сырьём региона Южного Урала для рециклинга меди, цинка, золота, серебра и других ценных компонентов являются отходы технологии флотации Учалинской, Сибайской, Бурибаевской, Гайской обогатительных фабрик одноимённых горнообогатительных комбинатов (таблица 4).

Таблица 4

Количество ценных компонентов в составе лежалых и текущих хвостов – отходов флотации медно-колчеданных руд обогатительных фабрик горнорудных комбинатов Южного Урала по [Пешков, 2014]

| Медь, тыс. т | Цинк, тыс. т | Сера, тыс. т | Железо, тыс. т | Золото, т | Серебро, т |
|--------------|--------------|--------------|----------------|-----------|------------|
| Учалинский | | | | | |
| 89.7 | 257.04 | 6306.30 | 8050.8 | 16.38 | 232.05 |
| Сибайский | | | | | |
| 34.40 | 89.44 | 3646.40 | 5899.6 | 13.84 | 344 |
| Бурибаевский | | | | | |
| 24.84 | 11.549 | 1412.6 | 1276.2 | 6.62 | 56.80 |
| Гайский | | | | | |
| 120 | 92 | 10640 | 5548 | 32 | 160 |

Факторами, определяющими требования к качеству руд и продуктов их обогащения и переработки при комплексном освоении сырья медно-колчеданных месторождений являются:

Геологические: Глубина залегания рудных тел, их форма и размеры; гидрогеологическая характеристика месторождения; объем геологических запасов руд; характер распределения рудной минерализации в запасах руд; физико-механические свойства руд и вмещающих пород; типы и сорта руд; содержание ценных компонентов и вредных примесей; характеристика структуры горного массива; мощность прослоев пустых пород;

Технологические: характеристики геотехнологий; способ разработки месторождения; виды применяемых геотехнологий системы разработки; показатели интенсивности освоения запасов руд (производственная мощность, количество использованных техногенных отходов в качестве строительного сырья и закладки выработанного пространства); уровень потерь и разубоживания полезного ископаемого в зависимости от вида геотехнологий; объемы горно-капитальных работ; удельный объем подготовительно-нарезных работ; качественные

характеристики сырья поступающего на переработку; технологии переработки минерального сырья и уровень извлечения всех полезных компонентов в товарную продукцию;

Экономические: Капитальные и эксплуатационные затраты на добычу и переработку руд; налоговые платежи; уровень цен на металлы на мировых биржах; курсы валют; спрос на товарную продукцию; валовая извлекаемая ценность 1 т руды; стоимость товарной продукции; извлекаемая ценность; качество получаемой товарной продукции; срок эксплуатации запасов руд различными геотехнологиями.

Комплексное исследование техногенного минерального сырья для технологически эффективного и экономически успешного последующего рециклинга потребует тщательного углублённого изучения структуры и состава как текущих, так и лежалых хвостов, минеральных зёрен, состав которых различается как по морфологии, так и качественным показателям. Примером успешного применения прецизионных методов анализа минерального вещества отходов флотации могут служить изображения зёрен и сростков минералов (рис. 2).

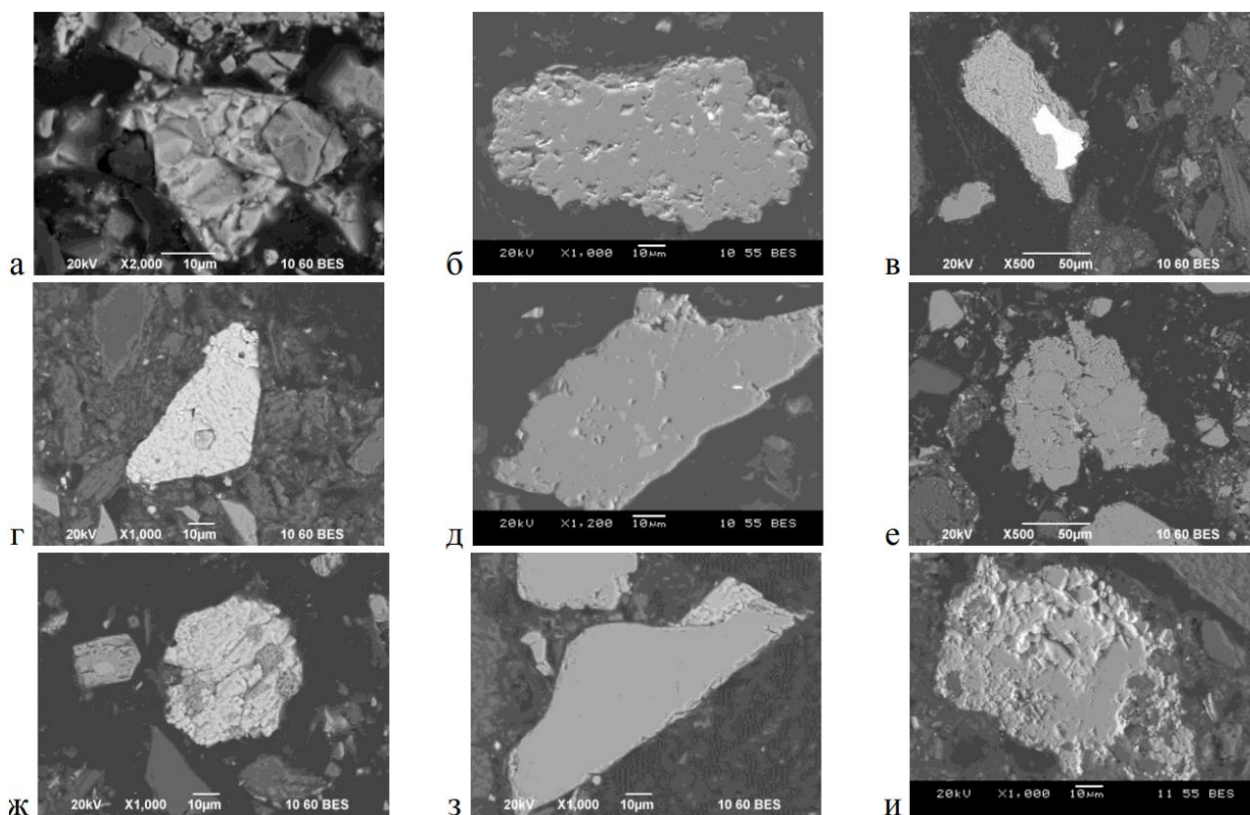


Рис. 2. Морфология минералов хвостов обогащения на BSE-изображениях по [Горбатова, 2013]

а – идиоморфный кристалл пирита в массе сфалерита; б – гипидиоморфное строение пирита с редкими аллотриоморфными выделениями галенита (белое); в – аллотриоморфное выделение галенита (белое); г – пойкилитовое включение сфалерита (серое) в барите (светлое); д – пойкилитовые выделения сфалерита (светло-серое) и галенита (белое) в пирите (серое); е – интерстиционные образования сфалерита (светло серое) между зернами пирита (серое); ж – фрамбоиды пирита в халькопирите; з – каемочные выделения халькопирита (светлое); и – замещение пирита (серое) халькопиритом (светло серое).

Весьма перспективным техногенным сырьём для получения золота являются отходы золотодобывающих предприятий – разнообразные по составу и объёмам хвосты амальгамации, перколяции, пиритной флотации (табл. 5). Токсичность золотоносных (3 т) лежалых хвостов (2638.8 тыс. т) перколяции Семёновской золотоизвлекательной фабрики, включённой в программу «Экологическая безопасность России» как одна из «горячих

экологических точек» РФ, определяют ртуть (58.8 т) и мышьяк (2076 т). Золото свободное, 75% связано с классом 0.074 мм; 42.9% – в основном с кварцем. Центробежные концентраты обеспечили извлечение 65% в концентрат с содержанием 45.6 г/т золота, а технология хлорного кучного выщелачивания (КВ) продуктивных растворов с содержанием 1.5 мг/дм³ золота при уровне извлечения – 85%. Требуют переработки 2600 тыс. т хвостов пиритной флотации, аккумулярованных Миндякским ГОКом за 1934–1998 гг. «Упорное» золото заключено в пирите, содержание которого в хвостах 1% (гидроксидов 5%). Концентрат основной отсадки, содержащий 80 г/т золота, после доизмельчения цианируется, обеспечивая 65–70% извлечения.

Таблица 5

Характеристика твёрдых отходов предприятий золотодобычи РБ по [Мустафин и др., 2017]

| Время образования; объём хвостов (т) | Состав хвостов (данные ГУП «Уралзолоторазведка») | | Минеральная форма нахождения золота |
|---|---|---|--------------------------------------|
| | Химический (мас. %) (для Au и Ag, г/т – пробирный) | Минералы | |
| Ильинская перколяционная фабрика | | | |
| 1926–1950 гг.; около 30000 | SiO ₂ –66.44, Al ₂ O ₃ –6.91, MnO–0.11, Fe ₂ O ₃ –13.03, MgO–0.69, CaO–0.90, Na ₂ O–0.24, K ₂ O–1.25, P ₂ O ₅ –0.14, SO ₃ –1.44, TiO ₂ –0.41, Au–1.7, Ag–14.1 | Кварц, альбит, серицит, хлорит, кальцит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, гематит | н.д. |
| Куль-Юрт-Таусская перколяционная фабрика | | | |
| 1942–1957 гг.; около 23000 | SiO ₂ –46.55, Al ₂ O ₃ –4.18, MnO–0.06, Fe ₂ O ₃ –39.82, MgO<0.10, CaO–0.90, Na ₂ O–0.08, K ₂ O–0.15, P ₂ O ₅ –0.12, TiO ₂ –0.41, SO ₃ –0.57, S _{общ} –1.12, Au–1.0, Ag–2.6 | Кварц, серицит, гётит, гематит, гидрогётит, каолинит, пирит | н.д. |
| Мало-Каранская амальгамационная фабрика | | | |
| 1927–1947 гг.; около 40000 | SiO ₂ –70.44, Al ₂ O ₃ –19.67, Fe ₂ O ₃ –2.48, FeO–0.37, MgO–0.40, CaO–0.62, SO ₃ –0.03, S _{общ} –0.32, Au–0.2, Ag–1.3 | Кварц, альбит, барит, пирит, гётит, гидрогётит, галенит, пирит | н.д. |
| Сиратурская амальгамационная фабрика | | | |
| 1929–1949 гг.; около 4000 | SiO ₂ –70.03, Al ₂ O ₃ –8.30, Fe ₂ O ₃ –4.31, FeO–2.88, MnO–0.22, MgO–1.17, CaO–1.39, Na ₂ O–0.25, K ₂ O–1.92, TiO ₂ –0.59, P ₂ O ₅ –0.24, SO ₃ <0.10, Au–2.3, Ag–н.д. | Кварц, кальцит, доломит, серицит, пирит, арсенопирит | Основная масса «свободное» с кварцем |
| Тубинская амальгамационная и цианоиловая фабрика | | | |
| 1916–1950 гг.; около 95000 | SiO ₂ –78.13, Al ₂ O ₃ –3.87, TiO ₂ –0.18, FeO–1.15, Fe ₂ O ₃ –8.21, MnO–0.05, MgO–1.17, CaO–0.90, Na ₂ O–0.06, K ₂ O–0.89, P ₂ O ₅ –0.1, SO ₃ –1.0, Au–0.7 | Кварц, альбит, каолинит, барит, гётит, пирит, сфалерит, халькопирит, гематит | н.д. |
| Байкаринская цианоиловая фабрика | | | |
| 1924–1954 гг.; около 60000 | SiO ₂ –52.46, Al ₂ O ₃ –4.24, TiO ₂ –0.31, Fe ₂ O ₃ –24.76, MnO–0.10, MgO–0.24, CaO–0.44, Na ₂ O–0.13, K ₂ O–0.65, P ₂ O ₅ –0.2, SO ₃ –0.61, S _{общ} –3.57, Au–1.2, Ag–9.5 | Кварц, альбит, каолинит, барит, гётит, пирит, сфалерит, халькопирит, гематит | н.д. |
| Семёновская цианоиловая фабрика | | | |
| 1935–1997 гг.; около 3000000 | SiO ₂ –61.51, Al ₂ O ₃ –5.90, Fe ₂ O ₃ –17.01, FeO–0.95, MnO–0.09, MgO–0.52, TiO ₂ –0.39, CaO–1.09, Na ₂ O–0.42, K ₂ O–0.79, P ₂ O ₅ –0.13, S _{общ} –2.20, Au–1.3, Ag–17.5 | Кварц, полевые шпаты, глинистые минералы, гётит, гидрогётит, пирит, самородное золото | н.д. |
| Калкановская, Кускаровская, Ишбердинская цианоиловые фабрики | | | |
| 1930–1950 гг.; до 60000 | Данных нет | Исходное сырьё – золото-кварцевая руда | «Свободное» с кварцем |
| Миндякская флотационная фабрика | | | |
| 1935–1997 гг.; около 3000000 | SiO ₂ –45.95, Al ₂ O ₃ –15.29, Fe ₂ O ₃ –7.75, MnO–0.33, MgO–7.30, TiO ₂ –1.25, CaO–7.94, Na ₂ O–1.85, K ₂ O–1.56, P ₂ O ₅ –0.18, S _{общ} –0.65, Au–0.9, Ag–0.62 | Пирит, гётит, гидрогётит, хлорит, доломит, кальцит, кварц, серицит, самородное золото | Основная масса «упорное» в пирите |

Примечание. н.д. – нет данных.

Перспективным техногенным минеральным сырьём являются пески отсевов – отходы добычи песчано-гравийных материалов, содержащие минералы золота, платиноидов, рутил, ильменит, сфен, анатаз, циркон, концентрирующиеся в тяжёлой фракции мелких классов комплексного по составу техногенного минерального сырья. В самородном золоте выявлены фазы платины и иридия, что повышает ценность техногенного сырья; осложняют извлечение плотные, сплошные плёнки гидроксидов железа на золотилах.

Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик как природного, так и техногенного минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств для оптимальной реализации современных экологичных, постоянно совершенствующихся технологий переработки, включая энергосберегающие – гидрометаллургию, бактериальное выщелачивание и др.

Нетрадиционным видом техногенного минерального сырья для РБ, является, содержащий достаточные для экономически эффективного извлечения концентрации редкоземельных элементов, фосфогипс – побочный продукт, производства ортофосфорной кислоты и минеральных удобрений. Фосфогипс аккумулирован на промплощадке предприятия АО Мелеузовские минеральные удобрения в объёмах более 10 млн т.

Ресайклинг техногенного минерального сырья с использованием инновационных подходов и передовых технологий, основанных на отечественных разработках, наряду с коммерческой выгодой снижает экологические риски недропользования, чем способствует созданию позитивного имиджа территории, обеспечивая реализацию политики устойчивого развития, как старых горнорудных районов, так и регионов нового освоения. Мониторинг технологических свойств разнотипного золотосодержащего минерального сырья необходим для успешной реализации ресайклинга ввиду его неоднородности во всём диапазоне от макро- до наноуровня [Мустафин и др., 2021]. Рециклинг техногенного минерального сырья является неотъемлемым базовым инструментом в деле реализации концепции разумной экономики замкнутого цикла, способствуя оптимизации стратегии формирования и совершенствования перспектив инжиниринга связи между цифровыми технологиями и устойчивым управлением ресурсами.

Список литературы

Вержанский А.П. Техногенное сырьё – важнейший резерв развития // Редкие земли, 2016. № 2(7). С. 103–109.

Горбатова Е.А. Минералого-технологическая оценка отходов обогащения колчеданных руд Южного Урала. Автореф. дис. докт. геол-мин. наук. М.: ВИМС, 2013. 41 с.

Государственный доклад «О состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2023 г.». Уфа: Министерство природопользования и экологии Республики Башкортостан, 2024а. 330 с.

Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2022 году». М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2023а. 640 с.

Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2022 году».– М.: Минприроды России; МГУ имени М.В. Ломоносова, 2023б. 686 с.

Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2023 году». Проект– М.: Минприроды России; ООО «Интеллектуальная аналитика»; ФГБУ «Дирекция НТП»; Фонд экологического мониторинга и международного технологического сотрудничества, 2024б. 705 с.

Левченко Е.Н., Веремеева Л.И., Горлова О.Е. Техногенное минеральное сырьё: особенности вещественного состава и технологических свойств, геолого-технологическое картирование // Руды и металлы, 2018. №1. С. 64–75.

Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Техногенное минеральное сырьё регионов недропользования: природа, состав и перспективы рационального использования // Наука и образование, 2017. №4. С. 7–16.

Мустафин С.К., Анисимова Г.С., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Ресайклинг техногенного минерального сырья как инструмент стратегии рационального и экологичного недропользования // Экологическая безопасность в условиях антропогенной трансформация природной среды / Материалы семинара, посвященной памяти Н.Ф. Реймерса и Ф.Р. Штильмарка. Пермь: ПНИГУ, 2021. С. 393–397.

Перечень основных видов стратегического минерального сырья. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 30 августа 2022 г. N 2473-р. 3 с.

Пешков А.М. Обоснование требований к качеству руд и техногенного сырья при комплексном освоении медно-колчеданных месторождений Урала: Автореф. дис. канд. техн. наук. Москва, 2014. 20 с.

Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года. Резолюция 70/1. Организация объединенных наций. Принята Генеральной Ассамблеей 25 сентября 2015 года. Семидесятая сессия Пункты 15 и 116 повестки дня. 2015. 44 с.

Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2050 года. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 11.07.2024 г. № 1838-р. М.: 2024. 31 с.

ТИПОМОРФИЗМ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ОБЪЕКТОВ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С.К. Мустафин¹, Г.С. Анисимова²

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфимский университет науки и технологий, Уфа,*

²*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск*

sabir.mustafin@yandex.ru; g.s.anisimova@diamond.yasn.ru

Сурьма входила в перечень основных видов стратегического минерального сырья, включавший 29 позиций, утверждённый Распоряжением Правительства Российской Федерации от 16 января 1996 года N 50-р и действовавший вплоть до 2022 года [Перечень ..., 1996]. Сурьма сохранила свою позицию и в новом перечне основных видов стратегического минерального сырья, включающем 61 позицию, утверждённом Распоряжением Правительства Российской Федерации от 30 августа 2022 г. N 2473-р. [Перечень ..., 2022]. Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации (РФ) до 2050 года выделяет сурьму, наряду с нефтью, свинцом, золотом, серебром, алмазами, цинком, особо чистым кварцевым сырьем, во вторую группу полезных ископаемых недр РФ, достигнутый уровень добычи которых возможно удержать в период после 2035 года [Стратегия ..., 2024а–б]. По данным Геологической службы США (USGS), мировые запасы Sb на конец 2023 года превысили 2.0 млн т, а добыча составила – 83 тыс. т [Antimony ..., 2022].

Основные выявленные на сегодня наиболее значимые ресурсы сурьмы находятся в недрах Китая, Российской Федерации, Боливии, Кыргызстана, Бирмы, Австралии, Турции, Канады, Пакистана, Таджикистана, Мексики. Состояние добычи и величины запасов Sb в ведущих странах-производителей металла в мире приведены в таблице. За последние несколько лет добыча сурьмы в Китае значительно сократилась. Тем не менее, в 2023 году Китай продолжал оставаться ведущим мировым производителем сурьмы, на долю которого приходилась 48.2% её мировой добычи. Цена на сурьму в 2023 году снизилась, и, по оценкам, средняя цена составила 5.60 доллара за фунт за первые 11 месяцев 2023 года по сравнению со среднегодовой ценой в 6.18 доллара за фунт в 2022 году. Китай с запасами сурьмы 640 тыс. т, добычей первичного сырья на уровне 40 тыс. т в год и импортом 55–60 тыс. т в год, является крупнейшим игроком мирового рынка Sb.

Таблица

Мировое производство и запасы сурьмы в недрах основных стран-производителей
(составлено с использованием данных [Antimony ..., 2022])

| Страна-производитель сурьмы | Добыча, т | | Ресурсы, т |
|-----------------------------|-----------|---------|------------|
| | 2022 г. | 2023 г. | |
| Китай | 40000 | 40000 | 640000 |
| Российская Федерация | 4300 | 4300 | 350000 |
| Боливия | 3000 | 3000 | 310000 |
| Кыргызстан | 40 | 40 | 260000 |
| Бирма | 4600 | 4600 | 140000 |
| Австралия | 2290 | 2300 | 140000 |
| Турция | 5800 | 6000 | 99000 |
| Канада | 2 | 2 | 78000 |
| Таджикистан | 21000 | 21000 | 50000 |
| Пакистан | 79 | 80 | 26000 |
| Мексика | 700 | 700 | 18000 |
| Иран | 500 | 500 | н.д. |
| Казахстан | 300 | 300 | н.д. |
| Вьетнам | 250 | 250 | н.д. |
| Лаос | 220 | 220 | н.д. |
| Гватемала | 24 | 24 | н.д. |
| Мир в целом (округлённо) | 83100 | 83000 | >2000000 |

Примечание. н.д. – нет данных.

Сурьма – металл, который редко встречается в одиночку, почти всегда образуя комплексные многокомпонентные руды. Значительное распространение получила золото-сурьмяная формация, представленная объектами пластового (стратиформного, джаспероидного) и жильного структурных типов. Разнотипные комплексные Au-Sb месторождения широко развиты в террейнах Китая. Столкновение террейнов кратона Янцзы и блока Катайзия в среднем-позднем протерозое привело к формированию орогенных отложений Цзяннань с месторождениями Au-Sb-W типа (Вокси (Woxi) (рис. 1) [Zhai et al., 2014].



Рис. 1. Месторождения сурьмы Российской Федерации, добывающие, перерабатывающие и потребляющие сурьмяное сырье предприятия

1 – сурьмяные провинции (I – Северо-Енисейская, II – Восточно-Забайкальская, III – Сентачан-Сарылахская); 2 – месторождения сурьмы: *a* – запасы свыше 15 тыс. т Sb, *b* – запасы и ресурсы менее 15 тыс. т Sb; 3 – горнодобывающие предприятия (*a* – действующие, *b* – остановившие производство); 4 – предприятия по переработке сурьмяного минерального сырья; 5 – предприятия по переработке вторичной сурьмы; 6 – предприятия по производству антипиренов; 7 – предприятия по выпуску сурьмяно-свинцовых аккумуляторов [Хатьков и др., 2022].

В провинции Хунань известно более 100 месторождений с суммарными запасами: WO_3 – 0.25 млн т, Sb – 1.67 млн т, Au – 42 т. Средние содержания в рудах объектов в формации Мадийи: WO_3 (0.2–0.8 мас. %); Sb (2–6 мас. %) и Au (5–10 г/т). В 2010 г. было произведено 40 тыс. т рафинированной и оксидной Sb, WO_3 – 5 тыс. т, Au – 2 т. Продуктивны гидротермальные жилы с антимонитом (Sb_2S_3), шеелитом ($CaWO_4$) и высокопробным (998.6–1000) золотом. Флюидные включения в шеелите содержат повышенные концентрации золота [Gu et al., 2007].

Гималайская орогенная система создана коллизией Индии с Азией в начале раннего кайнозоя. Южный Тибетский Au-Sb металлогенический пояс представляет ороген к югу от шва Инд-Цангпо, отделяющего террейн Лхасы от Гималаев. Пояс включает более 50 жильных месторождений, содержащих Au, стибнит и связанные с ними россыпи золота. Месторождение Мажала с ресурсами Sb – 10000 т; и Au – 5 т локализуется в толще сланцев, песчаников, известняков (J_1). Жилы, протяжённостью 10 – 400 м и мощностью 2.5 м, содержат самородное золото, антимонит, пирит, марказит, арсенопирит, гидроксиды железа и немного киновари. Самородное золото высокопробное 982–990 размерами до 2.0 мм в кварце и тонкими включениями в сульфидах. С песчаниками, известняками, аргиллитами формации Дуодзиу (K_1) связано месторождение Шалаганг с ресурсами Sb от 10 тыс. т до 100 тыс. т. В 12 рудных жилах длиной 40–350 м и мощностью 0.5–3 м содержится 1.98 – 29.0 мас. % Sb. Рудные минералы: антимонит, киноварь, валентинит, гидроксиды железа, пирит, арсенопирит и реальгар [Liang et al., 2015].

Основными сурьмяными провинциями Российской Федерации являются: Северо-Енисейская, Сентачан-Сарылахская, Восточно-Забайкальская (см. рис. 1). В распределенном фонде недр Красноярского края (Северо-Енисейская сурьмяная провинция) учитываются 2 разрабатываемых золото-сурьмяных месторождения – Удере́йское и Олимпиадинское с суммарными балансовыми запасами сурьмы: категории C_1 – 20 814 т (12.8% от запасов РФ), категории C_2 – 102 077 т; забалансовыми – 2 100 т [О состоянии ..., 2021a]. Кроме того, в отвалах числилось 18 383 т сурьмы. В 2019 году на Удере́йском месторождении всего добыто 821 тыс. т руды и 7 558 т сурьмы. Добыча из отвалов составила 236 тыс. т руды и 8 530 т сурьмы. Складировано в отвал 821 тыс. т руды и 7 558 т сурьмы. По состоянию на 01.01.2020 г. балансовые запасы Олимпиадинского (Восточный участок) месторождения составляют: категории C_2 руды – 4 362 тыс. т, сурьмы – 78 354 т, категории C_2 руды – 732 тыс. т, сурьмы – 9 344 т. Кроме того, в отвалах находилось 128 тыс. т руды и 8 604 т сурьмы [О состоянии ..., 2021a].

Восточно-Ангарский, Центрально-Ангарский и Исаковский террейны Енисейского кряжа сложены мезо-неопротерозойскими метаморфизованными породами. Золоторудные сурьмосодержащие объекты локализуются в углеродисто-терригенных и карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии рифея. На месторождениях Олимпиадинское, Удере́йское, Ведугинское сурьмяная минерализация достигает промышленных масштабов и образована после продуктивной золото-сульфидной; установлена тесная связь Au с As (рис. 2).

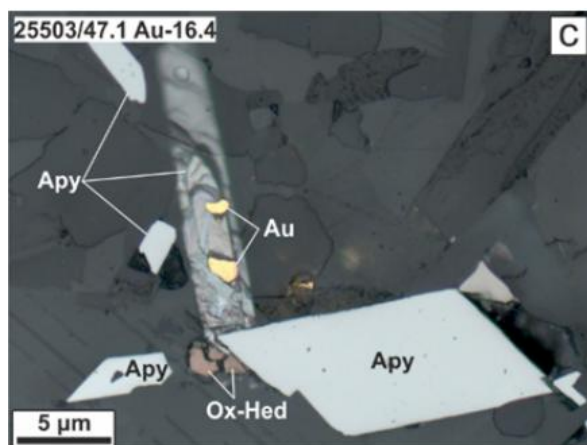


Рис. 2. Рудные ассоциации золотой минерализации месторождения Олимпиада

с – ранние сульфиды золото-мышьяковой ассоциации. Апу – арсенопирит, Au – золото, Ох-Нед – окисленный хедлейит [Antimony ..., 2022].

На Восточной Олимпиаде в сульфидных рудах содержания Au варьируют от 0.2 до 165.4 г/т. Au-Sb ассоциация содержит незначительную примесь арсенопирита. Вертикальный размах оруденения превышает 1400 м. В рудах установлены: сульфоарсениды, стибниды, сульфосоли, сульфостибниды, теллуриды и самородные металлы; преобладают – пирротин, арсенопирит, антимонит, пирит. Отмечаются ауристобит и сурьма самородная. Содержание мантийного гелия (^3He), во флюидах сурьмосодержащих ассоциаций равно 0.25%, указывает на его коровый источник рудного вещества. Сульфидная сера арсенопирита и пирротина обогащена тяжелым изотопом $\delta^{34}\text{S}$ в интервале 1.5–13‰, для антимонита, пирита и сфалерита – $\delta^{34}\text{S}$ соответственно 4.8–10.4‰. Концентрация во флюидах элементов платиновой группы (~90 мг/т) и Re, указывают на их сложную природу [Antimony ..., 2022].

Полистадийный гидротермальный процесс формирования руд происходил в интервале 460–110 °С. Возраст главных стадий рудообразования 817–660 млн лет. Промышленные золото-мышьяковые руды имеют возраст 758–803 млн лет, более поздние – золото-мышьяк-сурьмяные – 660–795 млн лет. Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют об участии в образовании месторождения корового и мантийного вещества [Сазонов и др., 2019].

Месторождение Олимпиада Енисейского кряжа отнесено к субдукционно-коллизийному типу в складчатых поясах. Вертикальный размах оруденения превышает 1400 м. На долю Восточной Олимпиады приходится около 90% всех запасов золота. В Южном блоке преобладает Au-Sb ассоциация с примесью арсенопирита [Перечень ..., 2022].

Удережское золото-сурьмяное месторождение расположено на юге заангарской части Енисейского кряжа и приурочено к восточному крылу Татарского антиклиналя. Удережское месторождение – в первую очередь является сурьмяным; содержания благородных металлов в его рудах относительно невысокие (г/т): Au~1–2, Ag ~0.1–0.4 и Pd~0.02–0.01. Палладий пока не рассматривается как полезный компонент из-за низких содержаний в исходных рудах, однако вопрос о его природе и минерализации повышенных концентраций остаётся дискуссионным. Главные рудные минералы выделяемых двух этапов формирования комплексного оруденения – 1) малосульфидного кварц-жильного и 2) кварц-стибнитового: антимонит, бертьерит, пирит, арсенопирит, самородное золото; среди жильных нерудных преобладают кварц, гораздо реже карбонаты – анкерит и сидерит [Аликин и др., 2023].

По химическому составу в составе руд выделяются четыре разных типа собственных минералов золота. Первый тип – самородное золото (Au,Ag) – зерна, широко варьирующие по содержанию Au (рис. 3). Содержания Au широко варьируют как в различных зернах самородного золота в интервале 76–100 мас. %, так и в пределах одного зерна.

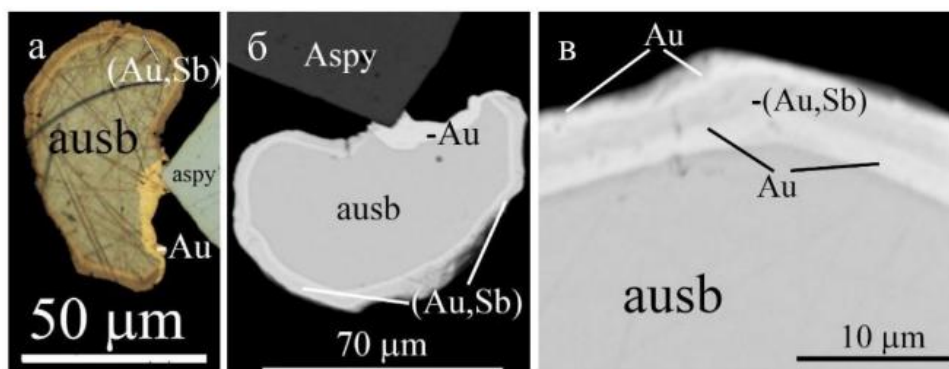


Рис. 3. Ауристибит (ausb) с тонкими каймами сурьмянистого (Au,Sb) и высокопробного (Au) самородного золота

а – оптическое изображение в отраженном свете; б, в – BSE-фото. Месторождение Удерейское [Аликин и др., 2023]. Полированный шлиф «тяжелого» концентрата руды, проба НОК-3.

Второй тип – интерметаллиды золота: 1) палладистое золото (Au,Pd) – представлено отдельными участками состава (Au,Pd), до 8 мас. % Pd в пределах зёрен самородного золота; 2) сурьмянистое золото – локализованное в краевых частях зёрен ауристибита; 3) медистое золото (Au,Ag,Cu) – диагностированное в единичных случаях в составах микровключений золота в пирите (до 14 мас. % Cu), а также в краевых участках свободных зёрен золота из материала отвальных хвостов (0.2–2.3 мас. % Cu).

Третий тип минералов золота в рудах Удерейского месторождения представлен зернами ауристибита $AuSb_2$ с тонкими зональными каймами сурьмянистого и высокопробного самородного золота (см. рис. 3).

Пирит является преобладающим рудообразующим минералом всех наблюдаемых типов руд, представлен семью генерациями и является сквозным практически для всех этапов и стадий рудообразования. Пирит V генерации ассоциирует с арсенопиритом, стибнитом и бертьеритом, не содержит примеси мышьяка и несёт микровключения высокопробного золота. Арсенопирит является вторым после пирита главным минералом руд и представлен тремя генерациями разноориентированных, удлинённо-призматических идиоморфных зёрен во вмещающих сланцах, зальбандах и призальбандовых частях жил. Антимонит – главный минерал сурьмы золото-сурьмяного оруденения, представлен тремя генерациями и образует с бертьеритом жилки и вкрапления в зальбандах, или массивные агрегаты в центральных частях кварц-антимонитовых жил.

Минералы золота представлены золотосодержащим арсенопиритом, самородным золотом, палладистым и сурьмянистым золотом и ауристибитом; выделяются четыре генерации самородного золота. Выявленное многообразие форм нахождения благородных металлов указывает на два контрастных этапа рудогенеза [Аликин и др., 2023].

Объекты Сентачан-Сарылахской сурьмяной провинции контролируются зоной регионального Адыча-Тарынского разлома, разделяющего Кулар-Нерский террейн и западную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса. Наиболее крупные разрабатываемые объекты Республики Саха (Якутия) – Сентачан (17.9% от запасов РФ) и Сарылах 4.82% от запасов РФ), на которых в 2021 было добыто более 7497 т Sb [О состоянии ..., 2021б].

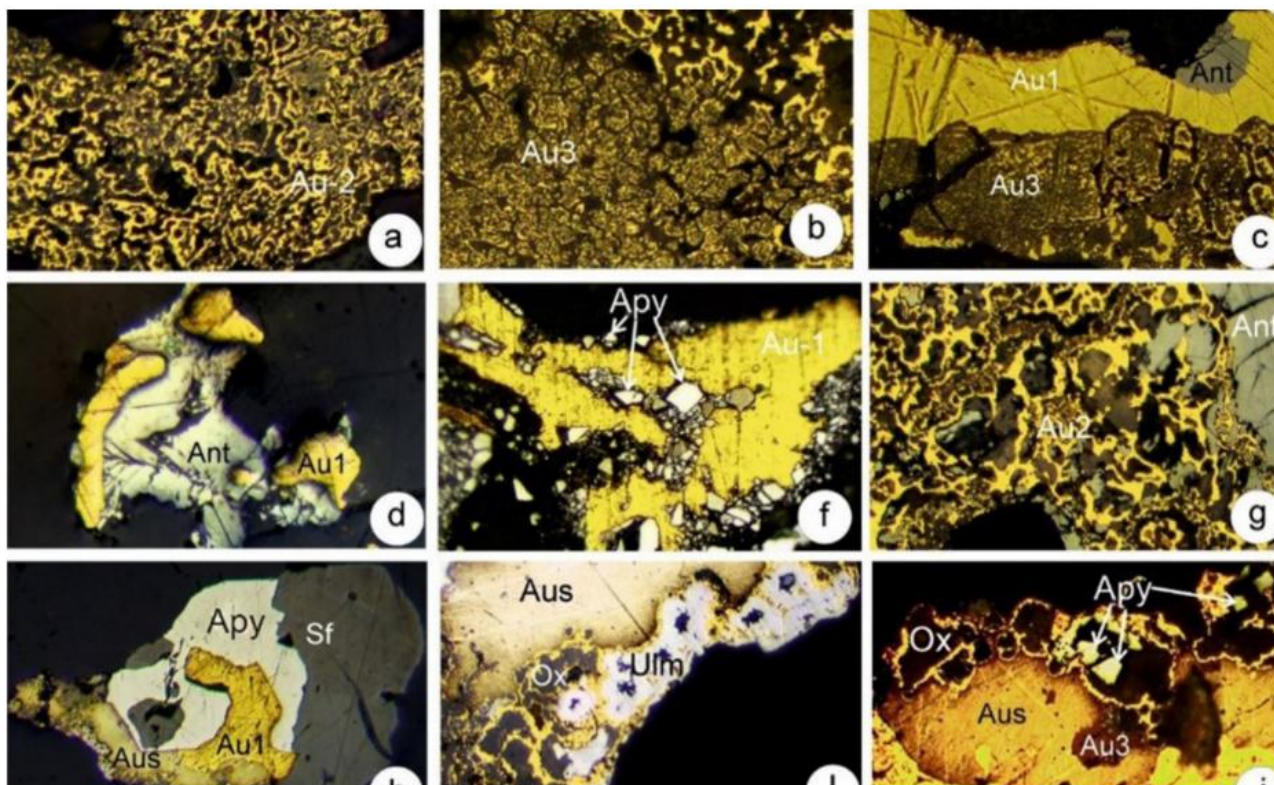


Рис. 4. Минеральные сростания разновидностей самородного золота из руд золото-сурьмяного промышленного типа Сарылахского месторождения

а – губчатое золото (Au2) с оксидами сурьмы (Ox); б – губчатое золото с горчичным (Au3); в – горчичное золото (Au3) с массивным (Au1) и антимонитом (Ant); д – массивное золото (Au1) с антимонитом (Ant); е – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars); г – губчатое золото (Au2) с антимонитом (Ant); ж – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars), аурустибитом (Aus) и сфалеритом (Sf); з – губчатое золото (Au2) с аурустибитом (Aus), ульманитом (Ulm) и оксидами сурьмы (Ox); и – массивное (Au1) и горчичное золото (Au3) с аурустибитом (Aus), арсенопиритом (Ars) и оксидами сурьмы (Ox). Месторождение Сарылах [Анисимова, 2005].

Золото-сурьмяное месторождение Сарылах приурочено к минерализованной зоне дробления в толще песчаников и алевролитов с прослоями глинистых сланцев триаса. Представлено кварц-антимонитовой жилой неоднородного строения с тяготеющими к висячему боку массивными мелкокристаллическими сурьмяными рудами. Установлено зональное повышение с глубиной и к флангам рудных тел железистости, мышьяковистости и медистости руд [Бортников и др., 2010]. Рудам месторождения свойственно разнообразие структурно-морфологических типов выделений самородного золота. Наряду с массивным часто встречается губчатое и «горчичное» золото (как продукт деструкции аурустибита) (рис. 4).

Проведенное топоминералогическое картирование золота в пределах рудного тела №1 выявили преобладание на верхних горизонтах весьма высокопробное золото (рис. 5). На флангах и трех участках в центральной части рудного тела проба золота снижается до 967, а в отдельных золотилах – до 789 и даже до 623. Самородная сурьма встречается в рудах обоих золото-сурьмяных месторождений, образуя редкую микроскопическую (до 0.0003–0.05 мм) вкрапленность. Минерал наблюдается в ассоциации с аурустибитом, золотом и антимонитом, а также при замещении бертьеритом халькостибита.

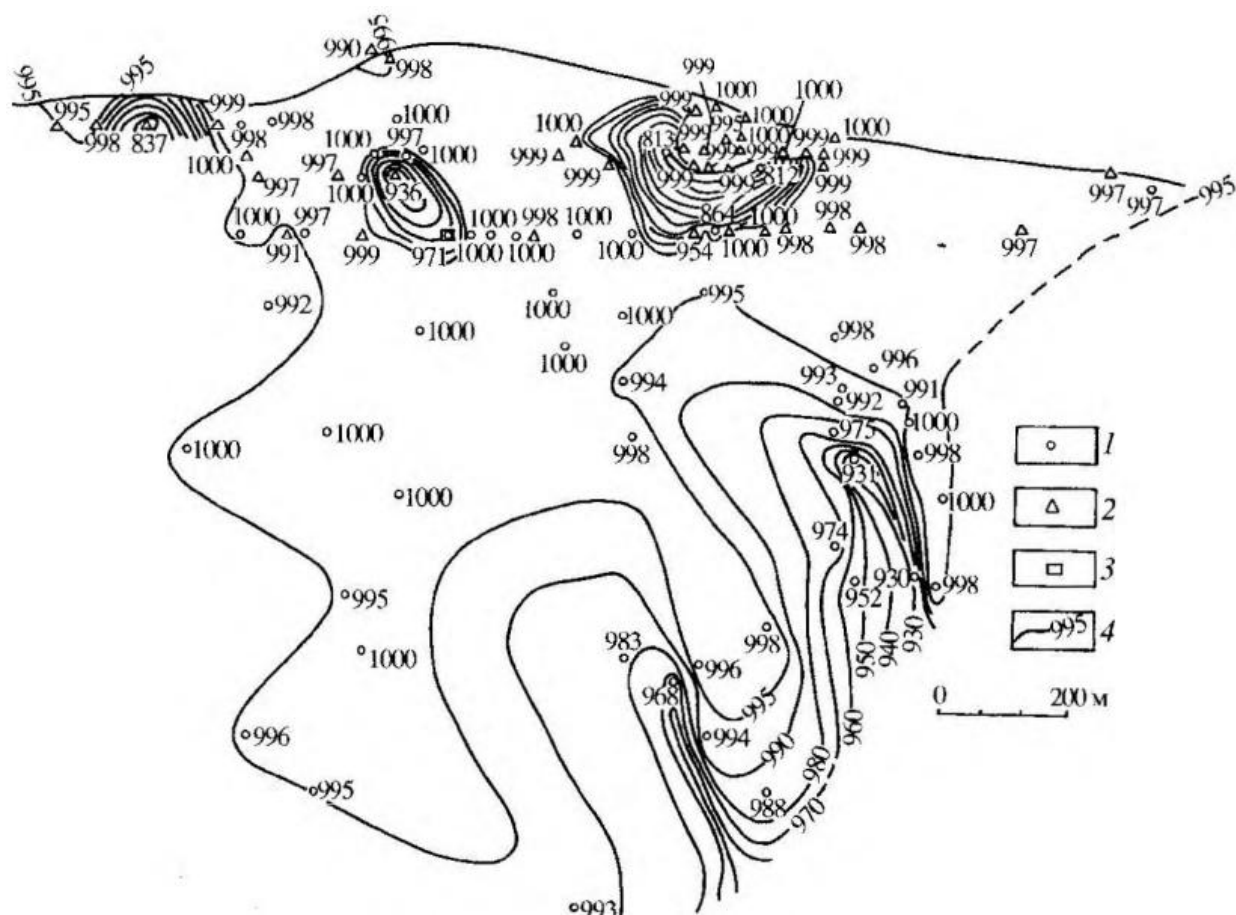


Рис. 5. Распределение самородного золота разной пробы в плоскости рудного тела №1 Сарылахского месторождения (по [Анисимова, Мустафин, 2019])

Точки отбора золотин и их средняя проба по результатам анализов: 1 – микрозондового, 2 – атомно-абсорбционного, 3 – химического, 4 – изолинии пробы золота.

Пирит наиболее распространенный рудный минерал, образует несколько генераций; наиболее поздняя генерация ассоциирует с антимонитом и бертьеритом. Арсенопирит – второй после пирита по распространённости рудный минерал, как в рудах, так и в околорудных метасоматитах золото-сурьмяных жильных месторождений. Арсенопирит Сарылахского и Сентачанского месторождений обладает рядом типоморфных особенностей по зональности распространения генераций, морфологии кристаллов, спектру и содержанию элементов-примесей. Габитус метакристаллов арсенопирита достаточно однообразен: встречаются псевдоромбические и псевдопирамидальные разновидности; кристаллы минерала длиннопризматической формы вытянуты вдоль длинной оси до 6 мм, в поперечнике – до 3 мм. Типоморфной особенностью состава золотоносного арсенопирита является дефицит мышьяка и избыток серы, свойственный золотосодержащим генерациям минерала для всех жильных месторождений. Типоморфными примесями в арсенопирите являются золото, сурьма, свинец, медь, серебро, цинк, кобальт и никель. Содержание золота в арсенопирите кратно (в 4–5 раз) выше, чем в пирите тех же парагенетических минеральных ассоциаций. Уровни концентрации и характер распределения примесей сурьмы в арсенопирите руд объектов Сентачан-Сарылахской сурьмяной провинции заметно различаются для Сарылахского месторождения (900–1100 г/т) и Сентачанского соответственно (1400–2900 г/т).

Антимонит – главный рудный минерал сурьмы и рудных тел обоих месторождений в целом. Характерно разнообразие текстурно-структурных разновидностей сурьмяных руд от прожилково-вкрапленных и брекчиевидных, до массивных «чугунных» антимонитовых.

Выделяются несколько разновидностей антимонита: 1) гигантокристаллическая, крупно- и среднезернистая; 2) мелкозернистая гранобластовая, динамометаморфогенная и метасоматическая; 3) игольчато-лучистая, в пустотках халцедоновидного кварца; 4) тонкозернистая, образующаяся при замещении и распаде бертьерита, халькостибита и ауростибита. Наиболее высокая золотоносность свойственна антимонитовым рудам верхних горизонтов жильных месторождений.

Для комплексных золото-сурьмяных месторождений свойственны сложная структура, значительный вертикальный размах, проявление сложной зональности рудоотложения – латеральной в жильных телах, вертикальной в стратифицированных телах джаспероидов, а также сложной совмещённой. Учитывая расширение спектра современных аналитических методов исследования минерального сырья, а также прогресс в разработке новых и совершенствовании традиционных технологий его переработки, сегодня особую актуальность приобретает необходимость формирования региональных банков минералогических данных [Мустафин, 2010; Мустафин, Анисимова, 2023].

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГАБМ СО РАН, проект № FUFГ-2024-0006.

Список литературы

Аликин О.В., Чумаков А.В., Рудашевский В.Н. Минералого-петрографические особенности и последовательность образования золотосурьмяных руд Удере́йского месторождения (Красноярский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22. №1. С. 51–79.

Анисимова Г.С. Полиминеральное включение, отражающее весь минералогический состав Сарылахского рудного месторождения // Записки РМО, 2005. №5. С. 87–94.

Анисимова Г.С., Мустафин С.К. Сурьма: Сырьевая база, новые перспективные типы и качества полиметаллических руд / Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России. Т. 2. Якутск: Изд-во СВФУ, 2019. С. 16–18.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения, Саха-Якутия: пример сочетания мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд // Геология рудных месторождений, 2010. Т. 52. С. 339–372.

Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение: вариации состава и вопросы генезиса // Новые горизонты в изучении процессов магмообразования и рудообразования / Материалы научной конференции. Москва: ИГЕМ РАН. 2010. С. 438–439.

Мустафин С.К., Анисимова Г.С. Комплексное золотосурьмяное оруденение в процессе минерагенической эволюции террейновых структур Азии // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сборник научных статей. ПГНИУ. Пермь, 2023. Вып. 26. С. 173–188.

Перечень основных видов стратегического минерального сырья. Распоряжение Правительства РФ от 16.01.1996 г. № 50-р.

Перечень основных видов стратегического минерального сырья. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 30.08.2022 г. N 2473-р.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А. Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский край, Россия) // Геосферные исследования, 2019. №1. С. 17–43.

О состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Красноярского края на 15.03.2021 г. Справка ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021а. 12 с.

О состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) на 15.03.2021 г. Справка ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021б. 11 с.

Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 22 декабря 2018 г. № 2914-р № 1838-р. М.: 2024а. 32 с.

Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2050 года. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 11.07.2024 г. № 1838-р. М.: 2024б. 31 с.

Хатьков В.Ю., Боярко Г.Ю., Болсуновская Г.М., Дибров А.М., Ткачева Е.В. Обзор состояния сурьмяной отрасли России // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. №2. С. 153–163.

Antimony. Mineral commodity summaries 2021: U.S. Geological Survey, 2022. P. 26.

Zhai W., Suna X., Yi J., Zhang X., Mo R., Zhou F., Wei H., Zeng Q. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold–antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China // Ore Geology Reviews, 2014. V. 58. P. 68–90.

Gu X., Schulz O., Vavtar F., Liu J. Rare earth element geochemistry of the Woxi W–Sb–Au deposit, Hunan Province, South China // Ore Geology Reviews, 2007. V. 31. Is. 1–4. P. 319–336.

Liang Y., Wang G., Liu S., Sun Y., Huang Y., Hoshino K. A Study on the Mineralization of the Woxi Au–Sb–W Deposit, Western Hunan, China // Resource Geology, 2015. V. 65. No. 1. P. 27–38.

СОРБЕНТЫ ДЛЯ ОЧИСТКИ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОЧНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ

А.М. Назаров¹, А.С. Сенькин², В.Г. Каюкова³, С.В. Мичурин⁴

¹*Уфимский государственный нефтяной технический университет, Уфа*

²*АО Щербинский лифтостроительный завод, Москва*

³*ООО «Биопроект», Уфа*

⁴*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа*

nazarovam1501@mail.ru; senkin.anton@yandex.ru; kayukovavg@gmail.com; s_michurin@mail.ru

Очистка промышленных сточных вод (ПСВ) от экотоксикантов – ионов тяжелых металлов, нефтепродуктов и др., являются серьезной проблемой для многих современных предприятий различных отраслей промышленности (машиностроение, нефтепереработка, нефтехимия и т.д.) В настоящее время для очистки сточных вод широко используются физико-химические методы, среди которых часто применяемыми являются адсорбционные методы с использованием различных сорбентов. Многие из них имеют высокую стоимость и не всегда эффективны. Поэтому поиск недорогих и эффективных сорбентов, в том числе композиционных, на основе отходов промышленности являются путем решения серьезной экологической проблемы [Калинин, Рязанова, 2015].

Нами ранее была исследована эффективность сорбентов на основе отходов горно-обогатительных комбинатов, а также отходов производства слюдяных кварцитов для очистки ПСВ от ионов тяжелых металлов и нефтепродуктов [Назаров и др., 2018; Арасланова и др., 2019; Salmanova et al., 2020]. В работах [Бейсембаева, Оразбеков, 2016; Вениг и др., 2018; Малкин, 2018; Обуздина, Руш, 2020] показана эффективность использования нерудных минералов в качестве сорбентов для очистки ПСВ от экотоксикантов. Целью настоящей работы является исследование эффективности очистки ПСВ, загрязненных ионами тяжелых металлов и кислотами, с помощью сорбентов на основе ряда нерудных природных минералов и их композиций.

Объектами исследования являются сорбенты на основе следующих минералов, моно-и полиминеральных горных пород: доломит, серпентинит, трепел, глауконит, цеолит, шунгит, диатомит. Некоторые из них, такие как доломит, серпентинит и трепел могут вступать в реакционное взаимодействие с ионами кислот и тяжелых металлов за счет содержания в своем составе карбонатов и силикатов кальция и магния [Грушичева и др., 2006; Калюкова и др., 2010; Юлдашбаева и др., 2019].

Исследования качественного и количественного состава ПСВ (модельных и реальных)

проводили посредством атомно-эмиссионной спектроскопии (АЭС). Атомно-эмиссионный анализ с определением петрогенных (Na, Mg, Al, P, Ca, Ti, Mn, Fe) и редких (Li, B, Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Ba, La, Ce, Pb) элементов выполняли на спектрометре ICP-9000 (Shimadzu, Япония). Предел обнаружения составлял 0.1–1 г/т. Навеска пробы – 0.1 г. Подробно методика проведения анализа минералов, горных пород и сорбентов на их основе описана в работе [Мусина, Мичурин, 2016]. Определение химического состава образцов минералов и сорбентов на их основе выполнено атомно-эмиссионным и рентгенофлуоресцентным (РФА) методами (X-Calibur, Xenometrix LTD, Израиль) (Ag-анод, 15–50 кВ, 60–1000 мА), предел обнаружения при измерении петрогенных оксидов составлял 0.01–0.2 мас. %, редких элементов – 3–10 г/т.) Содержание Zn^{2+} , Cu^{2+} , Cr^{3+} , Cr^{6+} кроме того определяли атомно-абсорбционным анализом (ААС) на спектрометре Persee A3 (PG Instrument, Китай, предел обнаружения при измерении составлял 0.1–0.2 г/т).

В качестве реальных ПСВ были использованы сточные воды титанового производства, содержащие ионы тяжелых металлов и серную кислоту (0.01–2 %). Эффективность адсорбции определяли по формуле: $\alpha = (C_0 - C_k) / C_0 \cdot 100$ %, где C_0 и C_k – концентрации ионов тяжелых металлов до и после адсорбции соответственно. Результаты исследований очистки ПСВ от ионов тяжелых металлов представлены в таблице 1. Отметим, что эффективность сорбционной очистки ПСВ от ионов тяжелых металлов возрастает в ряду (в %) доломит (5–28) < диатомит (0–95) < шунгит (89–95) < композит диатомит-серпентинит (1:2) (84–99) < серпентинит (90–99) < трепел желтый (91–99).

Таблица 1

Сравнение эффективности сорбентов- α (в %) для очистки ПСВ титанового производства от ионов тяжелых металлов и серной кислоты (метод АЭС)

| Количество сорбента на 50 мл отхода | Cr^{3+} | | Cu^{2+} | | Fe^{3+} | | Mn^{2+} | | Ni^{2+} | | Ti^{2+} | | Zn^{2+} | |
|--|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | мг/л | α | мг/л | α | мг/л | α | мг/л | α | мг/л | α | мг/л | α | мг/л | α |
| Исходный отход, мг/л | 103 | | 0.04 | | 9300 | | 1274 | | 7.3 | | 854 | | 42 | |
| Шунгит, 5 г/50 мл | 11.6 | 89 | 0.5 | <по | 747 | 92 | – | – | 0.4 | 95 | 51 | 94 | 1.9 | 95 |
| Доломит, 15 г/50 мл | 89 | 14 | – | – | 8800 | 5 | 1177 | 8 | 6.7 | 8 | 617 | 28 | 36 | 14 |
| Диатомит (образец 1), 10 г/50 мл | 103 | <по | 0.04 | <по | 832 | 91 | – | – | – | – | 56 | 93 | 2.0 | 95 |
| Смесь диатомита (образец 1) (10 г/50 мл) и серпентинита (20 г/50 мл) | 12.8 | 88 | – | – | 1590 | 83 | 200 | 84 | 0.2 | 98 | 0.16 | 99 | 0.51 | 98 |
| Серпентинит, 30 г/50 мл | 10.3 | 90 | – | – | 373 | 96 | 51.5 | 96 | 5.6 | 23 | 3.6 | 99 | 0.8 | 98 |
| Трепел желтый, 20 г/50 мл | 8.3 | 91.9 | 0.08 | 0 | 696 | 92.5 | 104 | 91.8 | <по | 99 | 45.4 | 94.6 | 3.2 | 92.4 |
| Трепел желтый, 30 г/50 мл | 1.2 | 98.8 | <по | 99.9 | 891 | 90.4 | 149 | 88.3 | <по | 99 | 0.09 | 99.9 | 4.5 | 89.3 |
| Трепел желтый, 40 г/50 мл | 0.03 | 99 | <по | 99.9 | 347 | 96 | 57 | 96 | 0.3 | 96 | 0.05 | 99 | 15 | 96 |

Примечание. Прочерк – измерение не проводили. <по – содержание иона ниже предела обнаружения.

Шунгит и диатомит демонстрируют низкую активность по снижению концентрации H_2SO_4 $\alpha = 3–5$ %, по-видимому, с отсутствием в их составе карбонатных и силикатов щелочноземельных металлов. При этом диатомит показывает низкую эффективность по адсорбции Cr^{3+} , Cu^{2+} , Fe^{3+} , а шунгит адсорбирует тяжелые металлы со средней эффективностью (89–95 %). Низкую эффективность показал доломит – 5–20 %, по

отношению к тяжелым металлам, а на втором месте после трепела по эффективности находится серпентинит (90–99.95 %). Как следует из данных табл. 1, эффективная очистка ПСВ титанового производства от ионов тяжелых металлов и серной кислоты достигается при использовании в качестве сорбционно-реагентного препарата трепела желтого в дозировке 40 г/50 мл, что является достаточно высокой дозировкой.

Был изучен количественный состав минералов, использованных в качестве сорбентов для очистки ПСВ (методы РФА и АЭС). Основными компонентами сорбента являются алюмосиликаты (содержание (в мас. %): SiO_2 – 59–67, Al_2O_3 – 8–10, Fe_2O_3 – 2–11) (табл. 2).

С использованием данных сорбентов на основе алюмосиликатов (диатомит, цеолит, глауконит) была исследована адсорбция ПСВ приборостроительного предприятия, содержащих ионы тяжелых металлов и кислоты. Некоторые из сорбентов были модифицированы путем температурной обработки – диатомит (образец 2) при температуре 700 °С, цеолит – 750 °С. Глауконит и диатомит (образец 3) были использованы без температурной обработки. Было изучено снижение концентрации ионов тяжелых металлов спектрофотометрическим методом (СФ) по изменению оптической плотности в растворах, содержащих Cu^{2+} и Cr^{3+} до и после адсорбции при постоянной рН, концентрация тяжелых металлов определялась также методом ААС (табл. 3).

Таблица 2

Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в химическом составе минералов, горных пород и сорбентов на их основе (метод РФА)

| | | | | | | | | |
|----------------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|----------------|--------------|-----------------------|--------------|
| Сорбент | SiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | MgO | TiO_2 | CaO | Na_2O | MnO |
| Диатомит (образец 2) | 66.326 | 8.718 | 3.633 | 1.285 | 0.434 | 0.511 | 0.277 | 0.019 |
| Глауконит | 59.751 | 10.041 | 11.011 | 2.203 | 0.482 | 1.101 | 0.426 | 0.023 |
| Цеолит | 61.757 | 9.157 | 2.218 | 1.213 | 0.381 | 18.801 | 0.194 | 0.031 |
| Диатомит (образец 3) | 67.278 | 9.696 | 3.011 | 1.426 | 0.579 | 0.483 | 0.448 | 0.013 |
| Трепел желтый | 47.590 | 1.910 | 1.220 | <0.200 | 0.030 | 27.250 | – | 0.030 |
| Сорбент | V | Cr | Sr | Ni | Cu | Zn | Rb | |
| Диатомит (образец 2) | 59 | 113 | 53 | 48 | 15 | 80 | 74 | |
| Глауконит | 64 | 355 | 63 | 37 | 22 | 62 | 117 | |
| Цеолит | 17 | 48 | 629 | 49 | 16 | 63 | 51 | |
| Диатомит (образец 3) | 55 | 116 | 66 | 40 | 18 | 68 | 80 | |
| Трепел желтый | <по | 24 | 465 | 18 | <по | 7 | 28 | |

Примечание. Прочерк – измерение не проводили. <по – содержание иона ниже предела обнаружения.

Таблица 3

Эффективность сорбентов на основе природных минералов в процессе очистки ПСВ от ионов тяжелых металлов

| Сорбент | Cu^{2+} | | | рН | Cr^{3+} | | | рН |
|----------------------|------------------|---------|--------|------|------------------|---------|--------|------|
| | мг/л | % (ААС) | % (СФ) | | мг/л | % (ААС) | % (СФ) | |
| Исходный образец ПСВ | 231.57 | | | 5.20 | 743.85 | | | 3.51 |
| Диатомит (образец 2) | 160.95 | 30.49 | 40.86 | 4.49 | 494.30 | 33.55 | 70.11 | 4.08 |
| Диатомит (образец 3) | 83.35 | 64.00 | 21.66 | 4.54 | 545.35 | 26.68 | 54.81 | 4.12 |
| Глауконит | 76.63 | 66.90 | 50.21 | 4.20 | 652.80 | 12.24 | 65.09 | 4.38 |
| Цеолит | 0.31 | 99.86 | 86.99 | 7.13 | 0.83 | 99.88 | 92.07 | 7.46 |

Анализируя данные табл. 3, можно сделать вывод, что эффективность очистки модельных ПСВ, содержащих Cu^{2+} и Cr^{3+} возрастает в ряду сорбентов на основе природных минералов (в %): диатомит (образец 2) (40–30) < диатомит (образец 3) (21–64) < глауконит (50–60) < цеолит (86–99). Также стоит отметить, что в случае с цеолитом рН очищенной ПСВ увеличился до 7.13 в растворе, содержащем ионы меди, и до 7.46 в растворе, содержащем ионы хрома. На втором месте по увеличению рН идут диатомит (образец 3) и глауконит. На третьем месте – диатомит (образец 2).

Также была исследована эффективность адсорбции в растворах, содержащих Zn^{2+} , Cu^{2+} , $\text{CrO}_4^{2-}/\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}$ при различных рН методами СФ и ААС (табл. 4). Как следует из таблицы 4, эффективность модифицированных температурной обработкой природных диатомита и цеолита возрастает с ростом рН от 2 до 8 для исследованных катионов Cu^{2+} и Cr^{3+} и аниона $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}/\text{CrO}_4^{2-}$. В целом, адсорбционная активность ионов для обоих сорбентов растет в ряду $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-} \ll \text{Zn} \ll \text{Cu}$. Как и было показано выше (см. табл. 3), цеолит показывает существенную высокую активность (медь – 85–99 %), чем диатомит (медь – 57–70 %). Однако для анионов $\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}/\text{CrO}_4^{2-}$ активность меняется. Образец диатомита показывает более высокую или равную активность (28 % при рН = 2; 15 % при рН = 4–6; 40 % для рН = 8) относительно цеолита (9–10 % при рН = 2–6 и 40 % при рН = 10). По-видимому, это связано с различными механизмами адсорбции катионов тяжелых металлов на поверхности силикатов и алюмосиликатов по сравнению с анионами бихроматов/хроматов.

Таблица 4

Влияние рН на эффективность очистки ПСВ от ионов тяжелых металлов

| Сорбент | Cu^{2+} | | | рН после сорб. | Zn^{2+} | | | рН после сорб. | $\text{Cr}^{2+}\text{O}_4/\text{Cr}_2^{2-}\text{O}_7$ | | | рН после сорб. |
|------------------------------------|------------------|---------|--------|----------------|------------------|---------|--------|----------------|---|---------|--------|----------------|
| | мг/л | % (ААС) | % (СФ) | | мг/л | % (ААС) | % (СФ) | | мг/л | % (ААС) | % (СФ) | |
| Исходная ПСВ | 231.57 | | | | 432.75 | | | | 273.00 | | | |
| Кислотность до адсорбции рН = 2 | | | | | | | | | | | | |
| Диатомит (обр. 2) | 102.50 | 57.73 | 28.38 | 2.60 | 225.40 | 47.91 | <по | 2.42 | 195.75 | 28.29 | <по | 2.38 |
| Цеолит | 33.5 | 85.53 | 51.40 | 6.39 | 177.30 | 59.03 | <по | 7.04 | 244.02 | 10.61 | 41.44 | 7.49 |
| Кислотность до адсорбции рН = 4 | | | | | | | | | | | | |
| Диатомит (обр. 2) | 68.90 | 70.24 | 50.86 | 4.78 | 229.80 | 46.90 | <по | 4.94 | 230.87 | 15.43 | <по | 5.11 |
| Цеолит | 0.60 | 99.97 | 78.58 | 6.66 | 170.00 | 60.72 | <по | 6.42 | 248.50 | 8.97 | 50.85 | 7.87 |
| Кислотность до адсорбции рН = 6 | | | | | | | | | | | | |
| Диатомит (обр. 2) | 68.90 | 70.24 | 40.86 | 4.49 | 338.60 | 21.76 | <по | 4.87 | 230.72 | 15.49 | <по | 5.83 |
| Цеолит | 0.10 | 99.95 | 89.10 | 5.85 | 114.35 | 73.58 | <по | 6.78 | 244.03 | 10.61 | 49.18 | 7.89 |
| Кислотность до адсорбции рН = 8 | | | | | | | | | | | | |
| Диатомит (обр. 2) | 0.25 | 99.89 | 96.15 | 5.48 | – | – | – | – | 161.60 | 40.80 | <по | 7.41 |
| Цеолит | – | – | – | – | – | – | – | – | 161.60 | 40.80 | 4.79 | 8.46 |

Примечание. Прочерк – измерение не проводили. <по – содержание иона ниже предела обнаружения.

Было обнаружено, что в процессе очистки ПСВ от тяжелых металлов с использованием на основе минералов происходит изменение значений рН. Так, при использовании цеолита в качестве сорбента для очистки ПСВ от ионов меди при исходных значениях рН = 2–4 после адсорбции происходит значительное увеличение рН до величин 6.66, а при исходном

значении $pH = 6$ после адсорбции происходит небольшое снижение до 5.85.

При адсорбционной очистке ПСВ, содержащих ионы цинка и анионы бихромата с помощью цеолита, pH ПСВ при исходных 2–4 после адсорбции резко повышается до $pH = 7.04–7.87$. При исходном $pH = 6$ наблюдается небольшое повышение pH на 0.78 и 1.89 соответственно. По-видимому, это связано с тем, что цеолит помимо ионов тяжелых металлов активно поглощает ионы H^+ , что приводит к повышению pH раствора в процессе адсорбции.

Образец диатомита показывает более низкие результаты повышения pH в ПСВ по сравнению с цеолитом. Так, например, при исходных значениях $pH = 2–4$ значение pH после сорбции увеличивалось не более чем на 1.11 для всех образцов. При начальном значении $pH \geq 6$ pH после сорбции в ПСВ снижалось.

Таким образом, с помощью сорбентов, выполненных на основе ряда нерудных природных минералов, моно- и полиминеральных горных пород, выявлена различная степень их эффективности при очистке ПСВ, загрязненных ионами тяжелых металлов и кислотами. Степень сорбционной очистки реальных ПСВ возрастает в следующем порядке: доломит → диатомит → шунгит → композит диатомит-серпентинит → серпентинит → трепел желтый. Эффективность очистки модельных ПСВ, содержащих Cu^{2+} и Cr^{3+} , возрастает в ряду сорбентов на основе природных минералов: диатомит → глауконит → цеолит.

Список литературы

Арасланова Л.Х., Сальманова Э.Р., Соловьева Е.А., Ларькина А.А., Туктарова И.О., Назаров А.М. Исследование эффективности природных и модифицированных сорбентов для очистки сточных вод на основе отходов обработки слюдястых кварцитов // Нанотехнологии в строительстве: научный интернет-журнал, 2019. Т. 11. №1. С. 106–116.

Бейсембаева С.К., Оразбеков Ж.С. Оценка эффективности использования природного сорбента – шунгита, при загрязнении компонентов биосферы // Вестник Восточно-Казахстанского государственного технического университета им. Д. Серикбаева, 2016. №1. С. 10–19.

Вениг С.Б., Сержантов В.Г., Чернова Р.К., Щербакова Н.Н., Селифонова Е.И., Сплюхин В.П., Хапцев З.Ю. Отечественные технологии получения и применения глауконитовых сорбентов для очистки и восстановления объектов от химических загрязнений // Химическая безопасность, 2018. Т. 2. №2. С. 183–198.

Грушичева Е.А., Богданович Н.Г., Емельянов В.П., Петрухина Г.Н., Старков О.В. Неорганические сорбенты: сорбционные свойства природных силикатов // Сорбционные и хроматографические процессы, 2006. Т. 6. № 6. С. 922–927.

Калинин В.М., Рязанова Н.Е. Экологический мониторинг природных сред: Учебное пособие. М.: НИЦ ИНФРА-М, 2015. 203 с.

Калюкова Е.Н., Бузаева М.В., Климов Е.С. Сорбционные свойства природного сорбента доломита по отношению к катионам цинка // Башкирский химический журнал, 2010. №2. С. 139–141.

Малкин П. Очистка сточных вод от ионов тяжелых металлов с помощью наноактивированных комплексов природного цеолита и диатомита // Нанотехнологии в строительстве: научный интернет-журнал, 2018. Т. 10. №2. С. 21–41.

Мусина А.М., Мичурин С.В. Определение элементного состава методом ИСП-АЭС при разложении горных пород открытым способом // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий / Материалы IV Всероссийской молодежной геологической конференции. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. С. 39–44.

Назаров А.М., Латыпова Ф.М., Арасланова Л.Х., Сальманова Э.Р., Туктарова И.О. Исследование эффективности природных и модифицированных сорбентов для очистки промышленных сточных вод от ионов тяжелых металлов // Нанотехнологии в строительстве: научный интернет-журнал, 2018. Т. 10. №5. С. 125–143.

Обуздина М.В., Руш Е.А. Перспективы получения и применения новых цеолитоподобных сорбционных материалов для очистки сточных вод предприятий железнодорожного транспорта // Экология и промышленность России, 2020. Т. 24. №6. С. 4–9.

Юлдашбаева В.Ф., Горожанин В.М., Мичурин С.В., Карамова А.М. Трепелы на юго-востоке Башкортостана как ценное минеральное сырье // Вестник Академии наук Республики

Башкортостан, 2019. Т. 33. №4(96). С. 30–38.

Salmanova E.R., Nazarov A.M., Tuktarova I.O. Receiving composite sorbents for sewage treatment on the basis of waste of production and processing of micaceous quartzite // *Solid State Phenomena*, 2020. V. 299. P. 49–54.

ОПЫТ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ТЕХНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БАШКОРТОСТАНА, ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РЕСУРСОВ

В.Н. Никонов

Уфимский университет науки и технологий, Уфа
nikon-ufa@mail.ru

За более чем двухсотлетнюю историю освоения минеральных богатств Башкортостана накопилось внушительное количество отходов добычи и обогащения золотых и золото-медно-цинковых руд. Эти отходы представлены: а) отвалами вскрыши карьеров и шахт, б) тонкозернистыми отходами обогатительных фабрик – «хвостами», в) подотвальными стоками. Суммарная масса вскрышных пород на действующих и закрытых рудниках значительно превышает миллиард тонн, масса «хвостов» только на хвостохранилище Учалинского ГОКа по некоторым оценкам достигает порядка 120 млн т, на хвостохранилищах Сибайского ГОКа – примерно 70 млн т, а в целом по Республике Башкортостан – более 200 млн т (материалы ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» 2002–2005 гг., Протокол № 3 заседания подсекции экспертизы и апробации оценок, прогнозных ресурсов, лицензирования недропользования и научно-методического сопровождения ГРР Ученого совета ЦНИГРИ от 19.03.2007 г.) с учетом последующей эксплуатации.

Эти отходы, с одной стороны – объекты накопленного экологического ущерба, весьма масштабного по воздействию на все компоненты окружающей среды и здоровья человека, а с другой – потенциальный источник ценных металлов. Имеются ориентировочные оценки ресурсного потенциала золота: в хвостохранилище Учалинского ГОКа – не менее 160 т, на Сибайских хвостохранилищах – порядка 70 т (Протокол № 3... ЦНИГРИ с учетом последующего накопления хвостов).

Подотвальные стоки формируются при дренаже атмосферных осадков через массу минерализованных пород в отвалах, насыщенных сульфидами тяжелых металлов. При этом вокруг отвалов формируются антропогенные сернокислотные пустыни, со стоками в окружающую среду в буквальном смысле утекают медь, цинк, серебро, кадмий и другие металлы.

Наибольший интерес в настоящее время представляют **хвостохранилища**. По составу исходных руд и технологии переработки различают хвосты цианидной обработки окисленных золотосодержащих руд и хвосты флотации сульфидных золотых и золото-медно-цинковых руд.

В 2016 г. завершены геологоразведочные работы на хвостохранилище Семеновской золотоизвлекательной фабрики на окраине одноименного поселка. Фабрика непрерывно работала с 1928 по 1997 годы с цианидным обогащением окисленных золотосодержащих руд, сформировав крупное по площади хвостохранилище.

Геологоразведочные работы включали проходку магистральных канав через всю площадь хвостохранилища и скважин по сети в среднем 40х40 м с непрерывным опробованием всей вскрытой горной массы. По итогам работ составлено Технико-экономическое обоснование (ТЭО) постоянных разведочных кондиций и подсчитаны запасы промышленной категории С₁, утвержденные протоколом Приволжскнедра № 180-КЗ от

03.08.2016 г. в количестве 2998 тыс. т хвостов (техногенной руды), 3538 кг золота, 49.3 т серебра. В пересчете на условное золото запасы составляют 4154 кг. Средняя мощность металлоносной толщи 7.2 м. Предлагаемая технология переработки – повторное цианирование массы хвостов без их предварительной рудоподготовки с извлечением золота 50 %. Расчеты показывают возможность рентабельной переработки.

В настоящее время продолжаются геологоразведочные работы **на хвостохранилище Миндякской обогатительной фабрики**. Фабрика построена в довоенные годы и работала до закрытия в 1993 г. На ней переработано флотационным способом около 5 млн т золото-сульфидных руд Миндякского месторождения. Товарным продуктом фабрики был пиритовый флотоконцентрат с содержанием золота 30 г/т, который шел на переработку на медеплавильные заводы Урала. Имеющаяся предварительная оценка ресурсного потенциала хвостохранилища – 2.5 тонны золота.

Нынешние геологоразведочные работы включают проходку магистральных канав и проходку скважин по сети 80x40 м и 40x40 м. Рекомендуемая технология переработки хвостов двухстадийная: 1) промывка на центробежных аппаратах гравитационного обогащения с извлечением 16 % от исходного количества золота с получением гравиконцентрата с содержанием металла до 50 г/т; 2) чановое цианирование промытых обесшламленных хвостов с получением концентрата (угольного или цинкового) с содержанием золота до 2 кг/т. Сквозное извлечение золота по комбинированной технологии составляет 65 %.

Значительный интерес представляют отвалы вскрыши полиметаллических месторождений. Как указано выше, суммарная масса таких отходов в Республике Башкортостан достигает 2 млрд т, из них значительная часть минерализована и содержит те же металлы, что и извлеченные из недр кондиционные руды.

Примером оцененного объекта такого рода является **отвал вскрыши золото-медно-цинкового месторождения Бакр-Тау**. Здесь проведены геологоразведочные работы по сути методического характера. На небольшой части отвала канавами и шурфами глубиной до 5 м на поверхности верхнего яруса, расчистками в его северном борту вскрыта техногенная руда с промышленным содержанием золота и серебра. Протоколом Приволжскнедра 541-К3 от 02.11.2022 г. утверждены запасы руды 259.8 тыс. т, золота 382 кг, серебра 4.9 т. При продолжении работ здесь гарантированно ожидается многократный прирост запасов. Предлагаемая технология переработки – прямая металлургическая плавка руды из обогащенных участков, гравитационное обогащение бедных руд либо прямое цианирование раздробленной до кускового размера руды в кучном режиме. Ожидаемое суммарное извлечение драгоценных металлов составит 60–70 %.

Сходные перспективы имеет отвал вскрыши Учалинского рудника, ныне прекратившего свою деятельность из-за исчерпания запасов руды. Здесь по данным тематических исследований велик объем окисленных минерализованных пород, содержащих то или иное количество золота, легко обогатимых цианированием, в том числе кучным. Валовая проба на технологические исследования из такой рыхлой песчано-дресвяно-глинистой массы показала наличие золота 0.7 г/т (материалы ГУП Башгеолцентр РБ, 2005 г.) – по нынешней конъюнктуре вполне заметное. Исследованиями ОАО Институт Унипроедм установлено наличие в этой рыхлой массе свободных высокосеребристых золотин (электрума), в том числе причудливой формы (рис.).



Рис. Высокосеребристые золотины в массе окисленных пород в отвале вскрыши Учалинского карьера под бинокулярным микроскопом

Эл – электрум; Ар – серебро. Увеличение в 100 раз.

Отвал (склад) забалансовых золото-медных окисленных руд месторождения Бакр-Узяк. Это небольшой объект, на котором складированы окисленные золото и медьсодержащие руды одноименного месторождения, которые в силу своего окисленного характера признаны некондиционными и не вывезены на фабрику. В 2012 г. здесь путем проходки расчисток в крутых бортах отвала и их непрерывного бороздового опробования подсчитаны запасы техногенной руды, утвержденные протоколом Территориальной комиссии по запасам (ТКЗ) Башнедра № 132 от 10.08.2012 г. в количестве 65 тыс. т. Руда содержит золото 0.49 г/т и медь в среднем 1.8 мас. %. Оптимальная схема переработки – кучное выщелачивание меди слабым раствором серной кислоты, с последующим цианидным извлечением золота.

Приведенные примеры успешных геологоразведочных работ охватывают лишь незначительную часть техногенных объектов Башкортостана. Еще более внушительные объемы хвостов сосредоточены на Гайском ГОКе в Оренбургской области. Такие же объекты есть в Свердловской и Челябинской областях, в Карачаево-Черкесии и других регионах.

В ходе флотационного обогащения колчеданных руд, наряду с получением кондиционных медных и цинковых концентратов, извлечение попутного золота было низким (10–25 %). Причиной является нахождение золота в виде наноразмерной примеси в кристаллической решетке сульфида железа – пирита. Разрушение этой решетки экономически выгодным и экологически щадящим способом с целью вскрытия частиц золота – крайне сложная технологическая задача. Однако, когда на кону сотни тонн золота, значительные количества других ценных компонентов, а также актуальный экологический аспект (загрязнение поверхностных и подземных вод сульфат-ионом и тяжелыми металлами), для государства есть стимул оказать давление на нынешних недропользователей с целью побудить их к проведению целенаправленных научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ по этому направлению.

Масса минерализованных отвалов вскрыши месторождений сульфидных руд еще более значительна. На Урале она измеряется миллиардами тонн, а по России в целом – видимо,

десятками миллиардов. Эти отвалы разносят токсичную пыль, загрязняют воды и растительность сернокислыми стоками и тяжелыми металлами и в буквальном смысле дышат оксидами серы и ртутью в атмосферу. При этом по отвалу вскрыши Сибайского рудника имеются оценки массы забалансовых руд, локализованных в двух спецскладах, в общем количестве более 100 млн т [Фаткуллин 2002 г.]. Содержание меди в них 0.3–0.5 мас. %, золота 0.2–0.7 г/т – сопоставимое с таковым в добываемых из недр рудах многих современных медных месторождений. Очевидны преимущества вовлечения в переработку уже добытой горной массы, складированной в промышленной зоне рудника с развитой инфраструктурой. Конечно, есть технологическая проблема – за десятилетия сульфидные минералы частично окислились, и традиционная флотация здесь не эффективна. Однако во всем мире (Чили, Перу, Польша, США и др.) давно развиваются гидрометаллургические методы обогащения таких руд. Вовлечение в переработку вышеназванных сибайских отвалов могло бы на десятки лет продлить жизнь градообразующему предприятию, ныне находящемуся в процессе ликвидации из-за исчерпания запасов.

Значение промышленных стоков горно-обогатительных комбинатов как гидроминерального сырья. С этими стоками в окружающую среду утекают значительные количества меди и других металлов. При этом имеется забытый ныне весьма успешный опыт промышленного получения меди из стоков.

В 1939–1963 гг. на Дегтярском руднике в Свердловской области работал «Гидромедьзавод» [Пальчук, 1963]. Медь извлекалась путем направления подотвального и шахтного стока через секционные деревянные желоба с железным скрапом, на которых происходила цементация меди с последующей электролизной переработкой насыщенного медью скрапа. За годы работы на этом предприятии из рудничных вод получено почти 30 тыс. тонн стратегически важной меди. Дегтярский гидромедьзавод работал круглый год с пропускной способностью 4000 м³ воды в сутки. Расход скрапа составлял 1.8 тонны на 1 тонну цементной меди при извлечении меди из раствора 85.5–88.7 %. Цементная медь содержала чистой меди 78–80 мас. %. Остальные 20–22 мас. % приходились на примесь металлического железа, железные гидроокислы и глинистый материал.

В конце 1990-ых годов на Северном борту Сибайского карьера сооружена опытная установка по извлечению цементационной меди. Подотвальные воды по системе лотков подавались в деревянные короба, загруженные железным скрапом. К сожалению, опыт не получил развития и был остановлен. Работы оказались затруднены ввиду большого расхода металлического скрапа (3 кг железа на 1 кг извлекаемой меди).

На наш взгляд, наиболее простым с технологической точки зрения, и быстро реализуемым проектом могла бы стать организация извлечения меди и цинка из подотвальных, шахтных и карьерных вод, не прибегая к орошению отвалов, а лишь используя имеющийся дебит этих растворов. При этом из подотвальных вод только одного лишь Учалинского рудника можно извлечь 80 т меди и 450 т цинка в год, из шахтных и карьерных вод – 370–400 т меди и 2300 т цинка в год.

В Институте химии и химической технологии СО РАН (Красноярск) проведен опыт с использованием в качестве осадителей тяжелых металлов веществ, содержащих целлюлозу или лигнин – древесных опилок, стружки, продуктов переработки древесины [Биогеотехнология металлов, 1989]. Способ осуществляют следующим образом. В автоклав загружают раствор сульфатов металлов с концентрацией меди 30 г/л, цинка 42 г/л, железа 15 г/л, древесные опилки, стружку, бумажные обрезки, макулатуру, лигнинсодержащие отходы и т.п. Процесс осаждения металлов ведут при 160–230°C и 8–25 атм. После охлаждения автоклава выгружают смесь и отделяют осадок, содержащий металлический порошок. Металлический порошок очищают и при необходимости сплавляют с получением слитков. В опыте после перечистки получен порошок с содержанием меди 94.6 мас. %, цинка 0.05 мас. %, железа – 0.02 мас. %, т.е. практически черновую медь. Извлечение меди в осадок за 1 час опыта составляет 95.7 % от исходного количества в растворе.

Иной метод биосорбции цветных металлов – их осаждение из промышленных стоков в присутствии продуктов разложения растений [Биогеотехнология металлов, 1989]. В опыте помещали раствор тяжелых металлов (содержание ионов меди, свинца и цинка в растворе соответственно составляло 5 мг/л – то есть сопоставимо с реальным содержанием этих металлов в вышеописанных промышленных стоках), затем вносили измельченные растительные остатки рогоза. Осаждение меди происходило в результате взаимодействия накапливающихся в растворе органических соединений, образующихся при микробиологическом разложении рогоза. На десятые сутки содержание ее в растворе снизилось на 78 %. При этом основная часть меди (47 %) выпала в осадок в виде устойчивых комплексов с органическими веществами. К концу второго месяца содержание меди в растворе снизилось на 96 %, соответственно, именно столько меди выпало в осадок. Осаждение цинка также происходило при разложении растительных остатков рогоза спонтанной микрофлорой. Через три месяца 82 % цинка находилось в осадке в форме устойчивых металлов органических комплексов. С применением концентрированной биомассы *Micrococcus luteus*, агрегированной латексом, то есть искусственно созданным биофлоком, в этом опыте за 12 часов добились осаждения из раствора 85 % ртути.

Список литературы

- Биогеотехнология** металлов (ред. С.В. Шухардина). М.: ЦМП ГКНТ, 1989. 190 с.
Пальчук М.А. Изучение сырьевой базы Башкирии по добыче меди способом выщелачивания. Совет народного хозяйства. Средне-Волжский экономический район. Уфа, 1963. 412 с.
Фаткуллин И.Р. Оценка техногенных ресурсов горнорудных предприятий Республики Башкортостан. Уфа, ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка». 2002. 229 с.

НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА СОБЫТИЙ ГРЕНВИЛЬСКОГО ВОЗРАСТА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ РЯЗАНОВСКОГО МАССИВА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

А.Д. Ножкин¹, И.И. Лиханов¹, О.М. Туркина¹, Ю.Л. Ронкин²

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

² *Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург
nozhkin@igm.nsc.ru; likh@igm.nsc.ru; turkina@igm.nsc.ru; y-ronkin@mail.ru*

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа (ЕК), представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона (СК), важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [Богданова и др., 2009]. Гренвильский пояс в Лаврентии, являющийся ядром Родинии, служит опорным для любых палеореконструкций периода формирования этого суперконтинента. Однако на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ был сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Очевидно, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок,

включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения пород Рязановского гранитоидного массива и геохронологические свидетельства раннепротерозойских событий в эволюции ЕК. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении СК в состав древнего суперконтинента Родиния.

Рязановский массив (РМ) расположен в нижнем течении р. Кия (правый приток р. Енисей) и представляет собой сравнительно небольшой интрузив общей площадью около 190 км². В тектоническом отношении он локализован вблизи Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ), разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн. Вмещающими для массива являются метаморфические породы тейской серии и немтихинской толщи, представленные гранат-биотитовыми гнейсами, высокоглиноземистыми гранат-силлиманитовыми сланцами, включающими горизонты кварцитов, мраморов и амфиболитов.

По своему петрохимическому составу эти породы соответствуют гранитам нормальной щелочности, субщелочным гранитам и лейкогранитам. Содержание SiO₂ варьирует от 68 до 74 мас. %, K₂O – от 3.9 до 5.7 мас. %. Величина K₂O/Na₂O изменяется в диапазоне 1.3–2.2. В целом эти породы являются железистыми (FeO/FeO*+MgO=0.83–0.88) и слабо пералюминиевыми (ASI=1.0–1.2). Спектры РЗЭ для гранитов умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами (La/Yb)_n=12.0–22.5) и отчетливым обеднением Eu (Eu/Eu*=0.15–0.45), с уменьшением Eu/Eu* от гранитов к субщелочным их разновидностям и лейкогранитам, коррелируя с уменьшением содержания плагиоклаза. Мультиэлементные спектры большинства гранитоидов характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb и Ti и слабым обеднением по Ba и Sr. Исходя из высокой железистости и повышенных содержаний Th, высокочargedных элементов (Zr, Nb, Y), легких РЗЭ эти породы сопоставимы с А-гранитами или высокодифференцированными I-гранитами [Whalen et al., 1987]. Таким образом, РМ носит все признаки натрий-калиевых геохимически дифференцированных гранитных массивов, состав которых эволюционирует от гранитов до субщелочных гранитов и лейкогранитов. Обогащение гранитов высокочargedными элементами и Th сближает их с гранитами А-типа, что могло произойти в результате плавления корового кварц-полевошпатового источника при высокой температуре с полным растворением акцессорных элементов в магмообразующем субстрате. При последующей дифференциации расплава вероятно также происходило накопление некогерентных редких элементов.

Для геохронологических исследований отобрана проба светло-серого равномерно среднезернистого субщелочного лейкогранита с незначительным содержанием биотита. Выделенный из этой пробы циркон представлен желтовато-коричневыми призматическими-дипирамидальными кристаллами размером от 150 до 250 мкм с коэффициентом удлинения (K_y) = 1.5–2.5. В катодоллюминесцентном изображении (КЛ) большинство кристаллов показывает отчетливую осцилляторную зональность, в более крупных зернах зональность хорошо проявлена во внешних зонах и нарушена во внутренних. Исследованные кристаллы циркона имеют повышенное содержание U (308–3149 ppm) с преобладанием зерен с U > 1000 ppm и типичную для магматического циркона величину Th/U – 0.14–0.69. Для U-Pb датирования использованы только зональные части кристаллов. Графическая интерпретация U-Pb LA-ICP-MS конкордантных данных для 12 кристаллов циркона (1011.4±7.9, 95% conf. lim., MSWD = 1.3) представлена на графике с конкордией (рис. 1а). Результаты вычисления средневзвешенных значений конкордантных U-Pb возрастов с помощью четырех алгоритмов (по более статистически представленному количеству кристаллов n=18), в том числе робастных, приведены на рис. 1б. Поскольку цирконы имеют отчетливую ростовую

зональность, U-Pb возраст 1013.0 ± 9.9 млн лет [0.97%] 95% conf., MSWD = 0.00017, может быть принят в качестве наилучшей оценки времени формирования гранитов РМ.

Rb-Sr и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ ID-TIMS систематика двух образцов гранитов представлена на рисунке 2. Рассмотрение Rb-Sr изотопной сигнатуры образцов А-309-73 и А-314-73 на графике Николайсена в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ выявляет эволюционную зависимость, с наклоном (slope) = $\exp(\lambda_{87} \cdot t) - 1 = 0.01562$, где $\lambda_{87} = 1.42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$ постоянная распада ^{87}Rb , соответствующим возрасту 1091 ± 55 млн лет. На этом же графике представлена линия согласования (reference line) с U-Pb LA-ICP-MS возрастом $t = 1013$ млн лет и slope = $\exp(\lambda_{87} \cdot t) - 1 = 0.01449$. Учитывая, неопределенности построения двухточечной регрессионной зависимости и погрешности для величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, а также вариации конкордантных значений U-Pb возраста исследованных кристаллов циркона, можно заключить, с известным приближением, о совпадении U-Pb и Rb-Sr возрастов. Относительно высокое значение первичного изотопного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7124 \pm 0.0036$ свидетельствует о существенной роли корового компонента в формировании расплава, что находит свое подтверждение и в величинах $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, равных - 5.0 и - 4.8 для гранитов исследуемых образцов, соответственно.

Концентрации Sm и Nd в исследованных образцах гранитов ограничены интервалом 5.3–6.8 г/т, 31–40 г/т, при этом вариации величин $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляют всего лишь 1.6% и 0.003%, что в конечном итоге определяет близость T_{DM} 1902, 1910 млн лет, соответственно. Вычисленные, с учетом $t_{\text{U-Pb}}$ (1013 млн лет) двухстадийные оценки модельного возраста, также практически совпадают (2069, 2057 млн лет). Поскольку, U-Pb возраст гранитов Рязановского массива значимо меньше Nd модельных датировок, последние следует интерпретировать «усредненным» смешанным источником, имеющим как минимум, раннепротерозойский возраст.

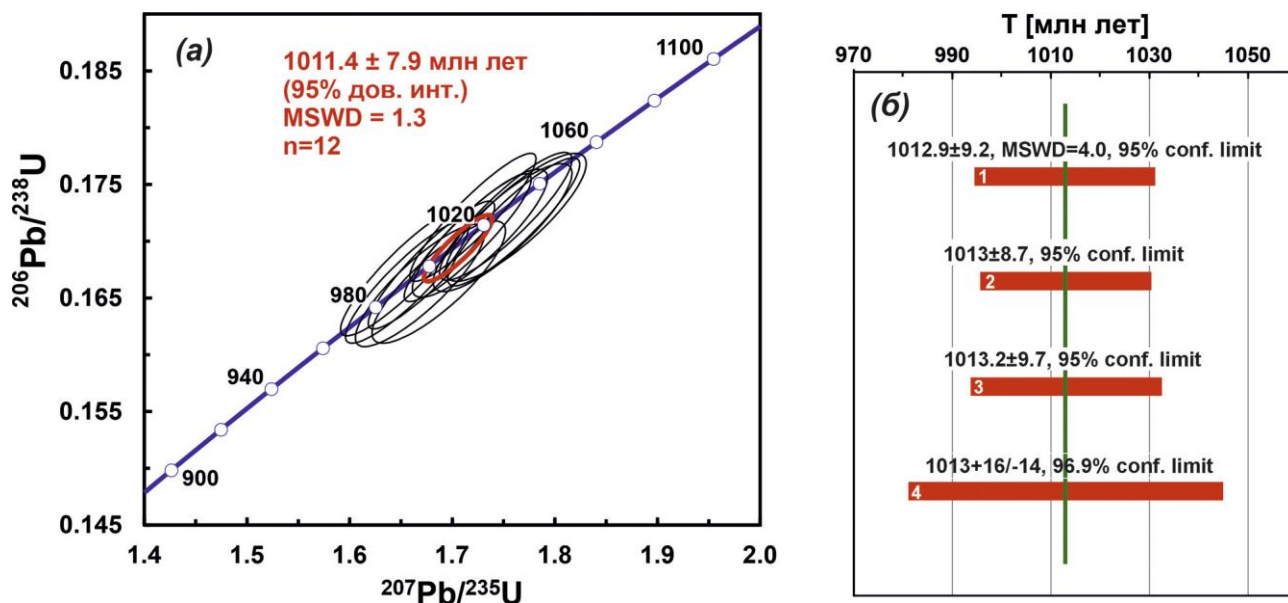


Рис. 1. Графическая интерпретация U-Pb LA ICP MS данных для циркона из гранитов РМ (обр. А-314-83)

(а) U-Pb график с конкордией, без учета неопределенностей константы распада ($n=12$);

(б) U-Pb конкордантный возраст 1013.0 ± 9.9 [0.97%] 95% conf. lim., MSWD = 0.00017).

1 – средневзвешенное значение с учетом только внутренних неопределенностей ($n=18$);

2 – средневзвешенное значение с учетом неопределенностей константы распада ($n=18$);

3 – робастная оценка, алгоритм Tukey's Biweight ($n=18$);

4 – медианное значение ($n=18$).

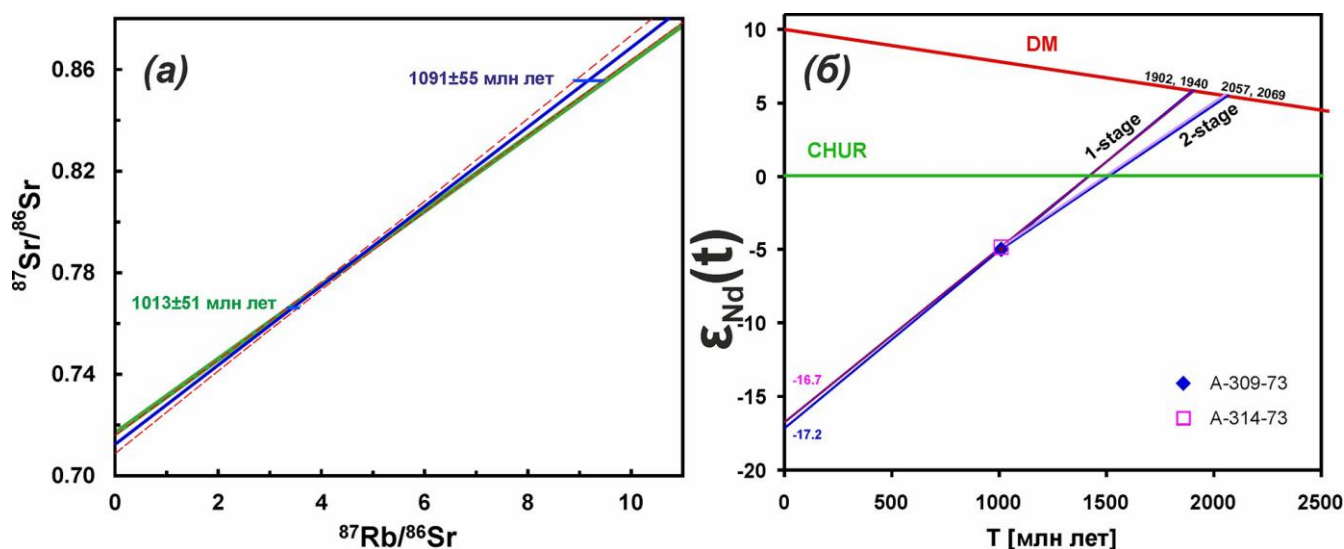


Рис. 2. (а) Rb-Sr эволюционная диаграмма (синим цветом) и линия согласования (зеленым цветом) для гранитов А-309-73 и А-314-73 РМ (красные пунктирные линии отображают погрешности для линии регрессии) и (б) Эволюция ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопной системы

DM и CHUR – модельные резервуары. 1-stage, 2-stage, 1902, 1940, 2057, 2069 – линии эволюции по одностадийной и двухстадийной Nd модели и соответствующие возраста (в млн лет).

Наряду с РМ в этой же зоне, пространственно тяготеющей к системе Приенисейских разломов, расположен ряд массивов лейкократовых гранитов глушихинского комплекса. В отличие от РМ, с раннепротерозойским U-Pb возрастом циркона 1013.0 ± 9.9 млн лет, граниты глушихинского комплекса были сформированы в позднем неопротерозое (750–720 млн лет назад). Все они имеют пониженное содержание Th (16–18 г/т) и низкие величины (2–4.5) Th/U за счет обогащения пород U [Ножкин, Туркина, 1989]. Наряду с U эти граниты в сравнении с гранитами РМ содержат повышенные концентрации Li, Rb, тяжелых РЗЭ, Y, Sn, и F, обусловленные геохимической дифференциацией исходного расплава в промежуточных очагах. Формирование исходного расплава для гранитов глушихинского комплекса происходило за счет корового субстрата, обедненного (в сравнении с субстратом для гранитов РМ) Th, Zr, и другими высокоразрядными элементами, содержание которых приведены в работах [Ножкин, Туркина, 1989]. Таким образом, сравнение гранитов РМ и лейкогранитов глушихинского комплекса показало отличие их редкоэлементного состава вероятно связанное с различием в коровых источниках, условиях плавления и дифференциации на двух этапах неопротерозойского гранитообразования.

Формирование гранитоидов РМ на рубеже мезо- и неопротерозоя (1013 ± 9.9 млн лет) отвечает раннему этапу гренвилльской орогении на юго-западе Сибирского кратона. В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов гренвиллид рассматриваются гранитогнейсовые купола, метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов [Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2008, 2009, 2011, 2014; Лиханов, Ревердатто, 2015; Likhanov, 2019, 2022; Likhanov, Santosh, 2019; Likhanov et al., 2004, 2015]. Их возрастные оценки также совпадают со временем регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара [Likhanov, 2022]. Это позволяет коррелировать деформации раннепротерозойской тектонической активизации в регионе на юго-западной окраине Сибирского кратона со временем формирования структуры суперконтинента Родиния. Выявленный этап хорошо согласуется с фазами орогенеза в гренвилльском (Лаврентия) [Rivers, 2008] и в свеконорвежском (Балтика) складчатых поясах [Богданова и др., 2009].

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов Северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния. Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, могут служить весомым аргументом в пользу представления об их структурной сопряженности в эту эпоху [Лиханов, 2020, 2023; Likhanov et al., 2018]. Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния согласуется с палеоконтинентальными реконструкциями, основанными на палеомагнитных данных [Torsvik, 2003], подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древним ядром суперконтинента Родиния. Об этом же свидетельствуют более современные реконструкции [Li et al., 2023; Pisarevsky et al., 2021] подтверждающие, что эти кратоны существовали рядом друг с другом на протяжении около 800 млн лет.

Таким образом, геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о вхождении Сибирского кратона в состав Родинии. Представленные свидетельства позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже орогенных событий гренвильского возраста.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ (проект № 21-77-20018).

Список литературы

- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.** Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология, 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология, 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия, 2008. Т.46. №1. С.20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 12. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии Наук, 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника, 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // Геохимия, 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М.** Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: изд-во ОИГГМ СО РАН, 1989. 223 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В.** Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999. Т. 40. № 9. С. 1305–1313.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R.** A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // Earth-Science Reviews, 2023. V. 238. 104336.
- Likhanov I.I.** Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society London Special Publications, 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I. Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // *Geosciences (Switzerland)*, 2022. V. 12. No. 11. 402.

Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*, 2004. V. 22. No. 8. P. 743–762.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*, 2018. V. 304–307. P. 468–488.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. V. 113. No. 1. P. 391–410.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*, 2019. V. 328. P. 128–145.

Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. Precambrian paleogeography of Siberia / *Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth*. Elsevier. Amsterdam, 2021. V. 8. P. 263–275.

Rivers T. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens // *Precambrian Research*, 2008. V. 167. P. 237–259.

Torsvik T.H. The Rodinia Jigsaw Puzzle // *Science*, 2003. V. 300. P. 1379–1381.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1987. V. 95. P. 407–419.

О СОСТАВЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ БОМБ (ВУЛКАН КСУДАЧ, КАМЧАТКА, РОССИЯ)

Н.И. Пономарева¹, В.Н. Бочаров², Н.С. Власенко², Н.В. Афанасьева¹

¹*Институт Наук о Земле СПбГУ,*

²*РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ, Санкт-Петербург*

n_ponomareva@mail.ru

Настоящее сообщение посвящено результатам предварительного изучения пород, слагающих вулканические бомбы из вулкана Ксудач (Камчатка). Впервые получены данные о составе этих пород. Вулкан Ксудач (известный в литературе также под именем вулкана Штюбеля) находится в южной части Восточного вулканического пояса Камчатки. С вулканом Ксудач связано четыре кальдерообразующих извержения [Брайцева, и др., 1995]. С каждым из них ассоциируются мощные пирокластические отложения. Самым сильным было последнее его извержение, которое произошло в ~236 г. н.э. Это было крупнейшее извержение нашей эры на Камчатке. Весной 1907 г. вулкан неожиданно начал действовать, произошёл страшный взрыв. В радиусе 30 км от вулкана всё живое было опалено горячим дыханием извержения [Морозов, 1948].

Как показано в работе [Лебедева, 2017], вулкан Ксудач является одним из наиболее интересных и сложно построенных вулканических массивов на полуострове. Разнообразный пирокластический материал его представлен вулканическим песком, лапиллями и бомбами.

В коллекции кафедры минералогии имеются оливиновые бомбы, размером 4–5 см, которые заведующий кафедрой проф. А.И. Брусницын предоставил нам для изучения. Фрагмент одной из них приведён на рис. 1.



Рис. 1. Фрагмент вулканической бомбы (вулкан Ксудач)

Методы исследования. Минералы, слагающие оливиную бомбу, исследовались с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495, и электронного сканирующего микроскопа SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20. Условия съёмки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1.5 нА.

Детальное изучение оливина и микроанализ минеральных включений выполнены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM 3000 с приставкой для энергодисперсионного микроанализа OXFORD в режиме низкого вакуума, что позволяло использовать непроводящие образцы без предварительного напыления.

Состав включений в оливине изучался на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил твердотельный лазер с длиной волны 532 нм. Мощность лазера составляла до 100 мВт, время экспозиции – от 2 до 10 сек, число повторений – от 2 до 15, увеличение микроскопа – 100 раз. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоны (520.7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия – 300 мкм.

Результаты исследований. Вулканические бомбы сложены оливином, энстатитом, и клинопироксеном. В оливине и в межзерновом пространстве породы даже невооружённым глазом можно наблюдать включения чёрных кристалликов шпинели. По минеральному составу и структуре порода похожа на перидотит (шпинелевый лерцолит), выходы которых установлены на Восточной Камчатке, на полуостровах Камчатский Мыс, Кроноцкий и, в частности, среди комплекса пород горы Солдатской (Камчатский Мыс) [Батанова и др, 2014].

В оливине установлено (мас. %): MgO 48.60±0.43; SiO₂ 41.58±0.46; FeO 9.29±0.19; NiO 0.31±0.21. Содержание форстеритового компонента в оливине варьирует в пределах 90.1–90.6%. Оливины из изучаемых вулканических бомб характеризуются высоким содержанием форстеритового компонента, что характерно и для оливинов перидотитов горы Солдатской [Батанова и др, 2014].

В клинопироксене установлено (мас. %): MgO 17.69±0.27; Al₂O₃ 0.83±0.05; SiO₂ 54.89±0.31; CaO 23.62±1.01; Cr₂O₃ 0.59±0.03; FeO 2.24±0.01. По содержанию MgO, CaO, FeO и Cr₂O₃ они практически не отличаются от клинопироксенов из лерцолитов горы Солдатской, но содержание Al₂O₃ в них заметно ниже и такие элементы как Ti, Mn, Na не обнаружены.

Энстатит, ассоциирующий с оливином, содержит (мас.%): MgO 34.05±0.10; SiO₂ 58.49±0.04; FeO 5.91±0.07; Al₂O₃ 0.80± 0.05; CaO 0.56±0.07; Cr₂O₃ 0.43±0.11. Шпинель содержит (мас.%): MgO 10.81±0.83; Al₂O₃ 11.51±1.30; FeO 24.43±1.70; Cr₂O₃ 51.68±4.45. В

отдельных зёрнах шпинели присутствуют (мас. %) SiO_2 от 0.39 до 2.91 и V_2O_3 от 0.33 до 0.41. Хромистость шпинели (Cr#) определена как $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ и варьирует от 0.68 до 0.78. Магнезиальность шпинели (Mg#), равная $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, соответствует 0.42–0.51. Хромистость шпинели из бомб значительно выше, чем шпинели горы Солдатской, и это хорошо видно на рис. 2.

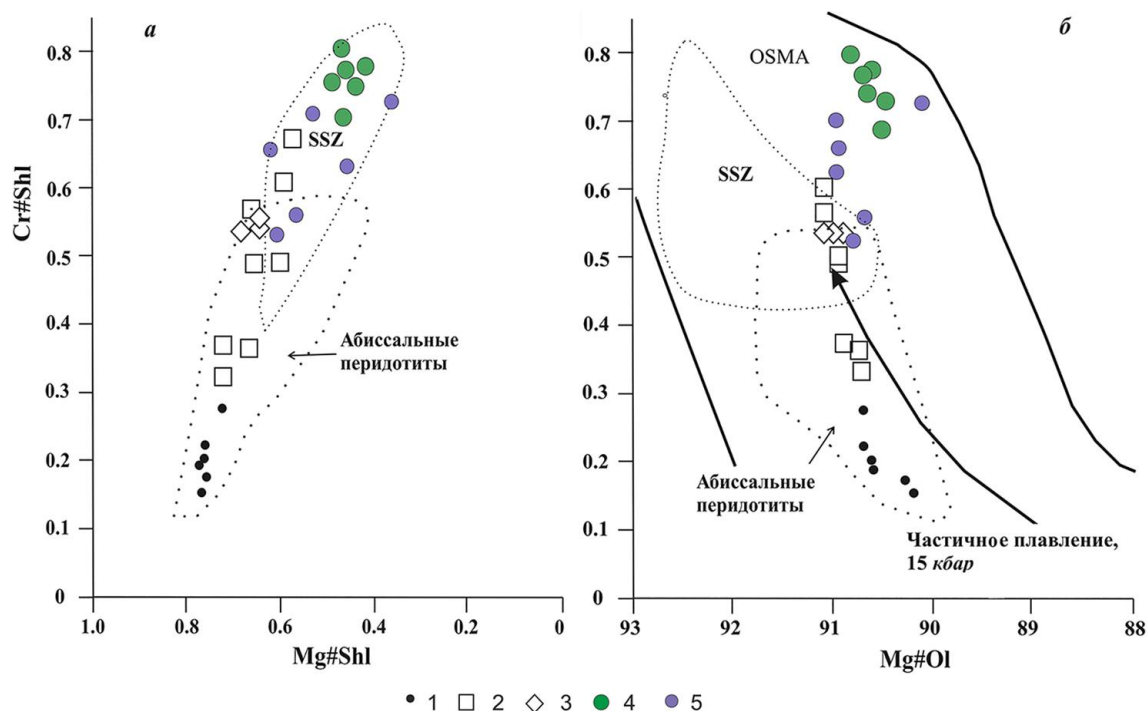


Рис. 2. Составы хромистой шпинели и оливина мантийных перидотитов Камчатского Мыса [Батанова и др., 2014], дополненные авторскими данными (4, 5), в координатах: а – Cr#Shl – Mg#Shl; б – Cr#Shl – Mg#Ol

1 – перцолиты, 2 – гарцбургиты, 3 – гарцбургиты впадины Хесса, Восточно-Тихоокеанское поднятие; 4 – перидотиты вулканических бомб в. Ксудач; 5 – шпинелевые перцолиты из ксенолитов в кайнозойских базальтах о. Жохова. SSZ – поле надсубдукционных перидотитов; OSMA – поле составов оливин-шпинель мантийных пород.

Полученные результаты нанесены на диаграммы (рис. 2), заимствованные из работы [Батанова и др., 2014] и дополненные нашими данными, где в координатах Cr#- Mg# шпинели и Cr# шпинели- Mg# оливина показано положение мантийных перидотитов горы Солдатской. Точки, соответствующие минералам из вулканической бомбы, попадают в область надсубдукционных перидотитов и в поле составов оливин-шпинель мантийных пород.

На эти же диаграммы нанесены точки, отвечающие Cr# и Mg# шпинели и Mg# оливина из шпинелевых перцолитов о. Жохова (Новосибирские острова), характеризующиеся аналогичным минеральным составом и высокой хромистостью шпинели [Никитина и др., 2023а; Никитина и др., 2023б; Пономарева и др., 2024]. Они также попадают в область надсубдукционных перидотитов и мантийных пород. Температуры образования минеральных ассоциаций по данным оливин-клинопироксенового и дупироксенового геотермометров [Никитина, 2005] соответствуют: 1153 ± 100 и $1256\pm 90^\circ\text{C}$.

Детальное исследование оливина позволило выявить многочисленные многофазные флюидные включения (рис. 3) и, кроме того, мелкие сферические (каплевидные) включения чёрного цвета (рис. 4). Многофазные включения содержат твёрдые фазы, представленные магнетитом. В газовой фазе установлены N_2 и CO_2 . Во многих вакуолях фиксируется H_2O . Размер флюидных включений не превышает 0.06 мм.

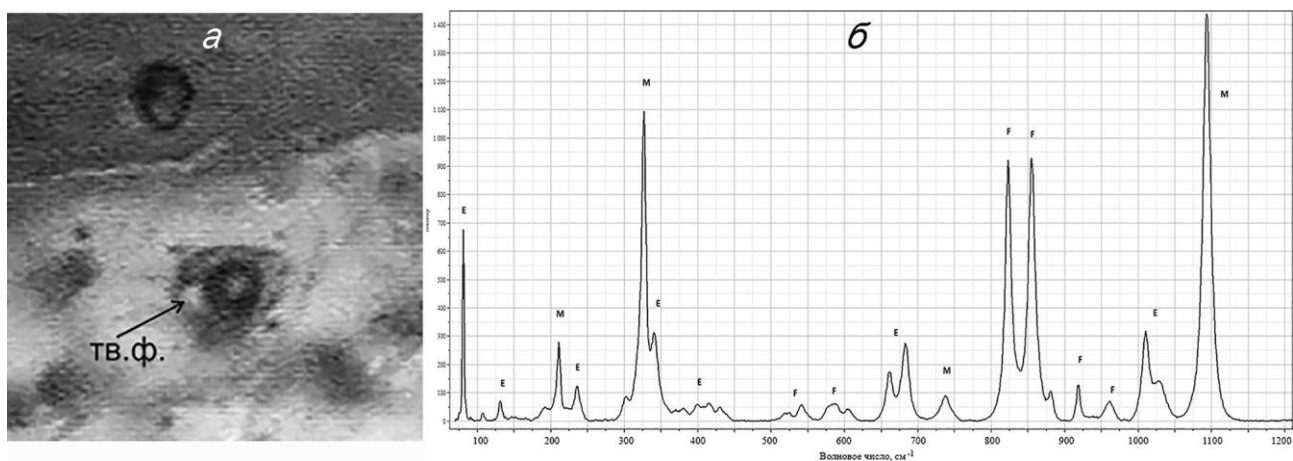


Рис. 3. Многофазное флюидное включение в оливине (а) и его КР-спектр (б)

а – многофазное флюидное включение с твёрдой фазой, представленной магнетитом; б – КР-спектр с обозначениями: М – магнетит, F – форстерит, Е – энстатит.

Сферические (каплевидные) включения чёрного цвета (рис. 4) распределены неравномерно в оливине, иногда они образуют скопления. Размер их варьирует от 0.024 до 0.060 мм (рис. 4, а). По составу эти сферические включения отвечают сульфидам железа, никеля, меди, причём в разных точках этой «капли» состав меняется (рис. 4, б).

В таблице приведены соотношения Ni(Cu)/(Ni+Cu+Fe) в разных участках «капли». Сравнивая состав включения в разных его частях, видно, что оно имеет неоднородный состав, медь в большей степени обогащала расплав по сравнению с никелем, но в отдельных точках она не установлена.

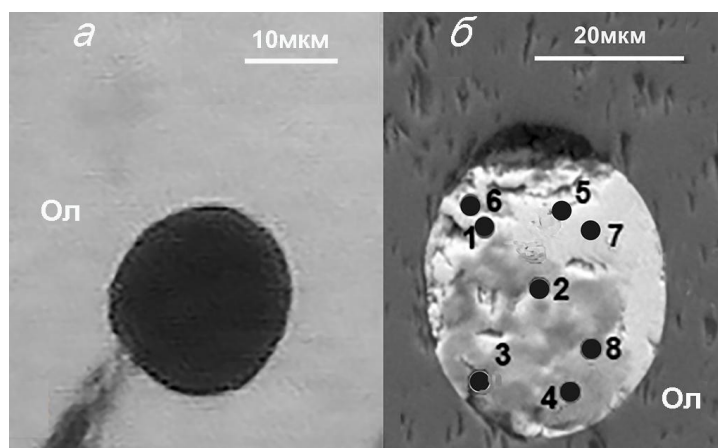


Рис. 4. Мелкие сферические включения в оливине

а – в проходящем свете; б – в отражённых электронах (1–8 – исследованные участки «капли», табл.). Ол – оливин.

Аналогичные включения – капли сульфидов, захваченные оливином в породах вулкана Толбачик (Курило-Камчатская дуга), приведены в работе [Zelenski et al., 2022], а также установлены в базальтах горы Медвежья (Авачинская группа вулканов) [Савельев и др., 2023]. Как показано авторами этих работ, часть включений имела однородный состав на вскрытой поверхности и была представлены Fe-Ni фазой или Fe-Cu-Ni фазой. В другой части включений были установлены разные фазы при преобладании Fe-Ni фазы. По заключению этих авторов, сульфидные включения являются продуктом кристаллизации сульфидных жидкостей с различным соотношением Fe, Cu и Ni.

Таблица

Вариации содержаний никеля и меди в каплевидных включениях (мас. %)

| №№ точек | Ni/(Ni+Cu+Fe). | Cu/(Ni+Cu+Fe). |
|----------|----------------|----------------|
| 1 | – | 59 |
| 2 | – | 54 |
| 3 | 23 | 35 |
| 4 | 28 | 9 |
| 5 | – | 54 |
| 6 | 2 | 52 |
| 7 | 2 | 54 |
| 8 | 54 | – |

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Таким образом, вулканические бомбы вулкана Ксудач сложены высокомагнезиальным оливином, энстатитом, клинопироксеном и высокохромистой шпинелью. Присутствие в оливине сферических каплевидных включений свидетельствует о том, что на Камчатке обнаружен еще один объект, а именно вулкан Ксудач, в породах которого оливин содержит включения сульфидсодержащих расплавов. Безусловно, изучение включений будет продолжено.

Благодарность. Авторы благодарны заведующему кафедрой минералогии проф. А.И. Брусницину, предоставившему образцы из коллекции кафедры, а также сотруднику РЦ «Микроскопии и микроанализа» Н.Р. Пинчук за помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 116234388.

Список литературы

Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ва Камчатский мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика, 2014. № 12. С. 1748–1758.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Кирьянов В.Ю. Последнее кальдерообразующее извержение на Камчатке (вулкан Ксудач) 1700–1800 ¹⁴С лет назад // Вулканология и сейсмология, 1995. №.2 С. 30–50.

Лебедева Е.В. Кальдера вулкана Ксудач (Камчатка): современные процессы рельефообразования и особенности строения долинной сети // Геоморфология, 2017. №3. С. 60–75.

Морозов А.И. Кальдера-вулкан Ксудач // Природа, 1948. №10. С. 62–64.

Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Сироткин А.Н., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Бабушкина М.С. Петрография и минералогия мантийных ксенолитов в кайнозойских щелочных базальтах о. Жохова (арх. Новосибирские острова): процессы плавления и метасоматоза в мантии / Материалы Годичного собрания РМО, 2023а. С. 48–50.

Никитина Л.П., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Янсон С.Ю. Включения в минералах ксенолитов мантийных шпинелевых перидотитов в базальтах о. Жохова (арх. Новосибирские о-ва, Россия) // Геммология / Материалы X научной конференции. Томск, 2023б. С. 90–95.

Никитина Л.П. Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксбарометры. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 2005. 126 с.

Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Власенко Н.С., Янсон С.Ю. Минералогические особенности пород о. Жохова (арх. Новосибирские о-ва, Россия) // Геодинамические процессы и природные катастрофы / Материалы V Всероссийской научной конференции. Южно-Сахалинск, 2024. С. 71–72.

Савельев Д.П., Горбач Н.В., Портнягин М.В., Щербаков В.Д. Происхождение оливиновых базальтов горы Медвежья (Авачинская группа вулканов, Камчатка): свидетельство ассимиляции сульфидсодержащих кумулатов // Петрология, 2023. № 3. С. 221–237.

Zelenski M., Kamenetsky V.S., Nekrylov N., Kontonikas-Charos A. High Sulfur in Primitive Arc Magmas. Its Origin and Implications // Minerals, 2022. V. 12. P. 1–19.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУРМАЛИНОВ ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Н.И. Пономарева¹, А.М. Левская¹, В.Н. Бочаров², Н.С. Власенко²

¹Институт Наук о Земле СПбГУ,

²РЦ Геомодель, Научный Парк СПбГУ, Санкт-Петербург

n_ponomareva@mail.ru

Настоящее сообщение посвящено результатам изучения темноокрашенного и зелёного турмалинов из редкометальных пегматитов района Гилгит-Скарду (жила Стак Нала) в Пакистане и сравнению их с турмалинами из аналогичных пегматитов: Митрофановского месторождения (Приморье) [Пономарева и др., 2023], г. Охмыльк Вороньей тундры (Кольский п-ов) [Пономарева и др., 2022], Малхан, Центральное Забайкалье [Загорский, Перетяжко, 1992], Борщевочного кряжа, Восточное Забайкалье [Минералы, 1981], Восточной Сибири [Гранитные пегматиты, 1997], месторождений Близна, Добра Вода, Рожна Чехии [Selway et al., 1999].

Изученные редкометальные пегматиты находятся в северо-восточной части массива Нанга Парбат-Харамош на севере Пакистана. Геологическая характеристика месторождения и минералогическое описание пегматитовой жилы Стак Нала даны в статье [Lauris et al., 1998]. В публикациях, посвященных этому месторождению, информация о химическом составе турмалина, о включениях в нём отсутствует

В процессе исследования турмалинов нами был изучен химический состав темноокрашенного и зелёного турмалинов, определён их минеральный вид, параметры элементарной ячейки, а также установлены и изучены флюидные включения.

Методы исследования. Изучение кристаллов турмалина проводилось с помощью поляризационного микроскопа Leica DM4500 P, снабженного цифровой камерой Leica DFC 495. Химический их состав получен с помощью электронного сканирующего микроскопа SEM-501 Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max 20 (Ресурсный Центр СПбГУ «Геомодель»). Условия съёмки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1.5 нА. Содержание лития в турмалине рассчитано по формуле 3-ΣУ, приведенной в работе [Selway et al., 1999].

Состав флюидных включений в турмалине изучался на рамановском спектрометре Horiba LabRam HR800. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил твердотельный лазер с длиной волны 532 нм. Мощность лазера составляла до 100 мВт, время экспозиции – от 2 до 10 сек, число повторений – от 2 до 15, увеличение микроскопа – 100 раз. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталону (520.7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решетка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия – 300 мкм. Детальное исследование турмалина и микроанализ минеральных включений выполнены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi TM 3000 с приставкой для энергодисперсионного микроанализа OXFORD в режиме низкого вакуума, что позволяло использовать непроводящие образцы без предварительного напыления (Ресурсный Центр СПбГУ «Микроскопии и микроанализа»).

Термобарогеохимические исследования включений проводились в лаборатории кафедры минералогии в термокамере, установленной на микроскопе ПОЛАМ Р-211, а также на оптическом микроскопе Olympus BX53F в комплекте с термостолком THMSG-600 в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель».

Рентгеновские исследования турмалина выполнены Н.В. Платоновой на автоматическом порошковом дифрактометре Ultima IV (Rigaku) в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» при излучении рентгеновской трубки CuK α_{1+2} , длинах волн $\lambda_{CuK\alpha 1}=1.54059 \text{ \AA}$ и $\lambda_{CuK\alpha 2}=1.54443 \text{ \AA}$, режиме работы трубки 40 кВ/30мА, позиционно-чувствительном детекторе, геометрии на отражение, схеме фокусировки Брегг-Брентано, скорости вращения образца 20 оборотов в минуту,

температуре 25°C, в атмосфере воздуха. Идентификация фаз проводилась с использованием программного комплекса PDXL2 (Rigaku) и базы порошковых дифракционных данных Powder Diffraction File (PDF-2, 2016).

Результаты исследований. Турмалин из миароловых редкометальных пегматитов Пакистана представлен тёмноокрашенными до чёрного кристаллами (рис. 1), приуроченными к приконтактовой зоне жилы и ассоциирующими с кварцем и полевыми шпатами.

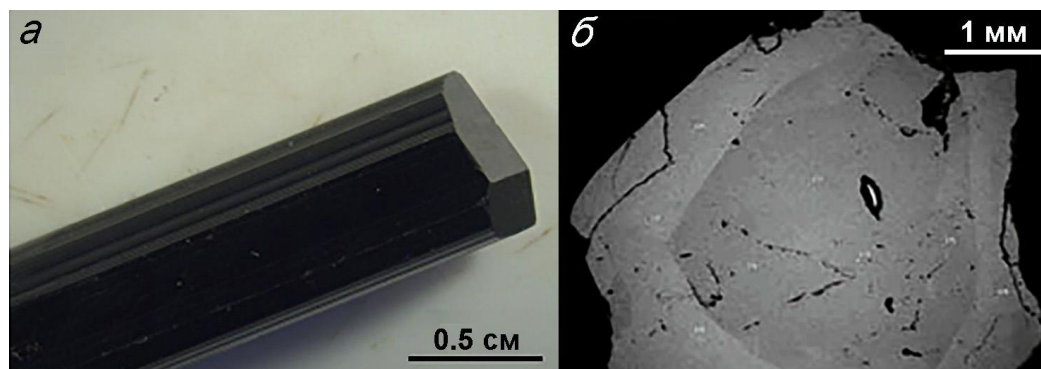


Рис. 1. Кристалл тёмноокрашенного турмалина

а – внешний облик кристалла темноокрашенного турмалина; *б* – концентрическая зональность кристалла (изображение дано в отражённых электронах).

Зональность тёмноокрашенного турмалина невооружённым глазом не видна, отсутствуют различия в окраске центральных и периферических его зон, но исследование их в отражённом свете позволило выявить чёткую зональность (рис.1, *б*). Центральные зоны кристаллов в отражённых электронах более тёмные, периферические участки значительно светлее и по содержанию отдельных компонентов центральные его зоны отличаются от внешних. В центре кристаллов установлено (в мас. %): FeO 15.48±0.16; MnO 0.098±0.004; CaO 0.09±0.03; TiO₂ 0.15±0.03; Na₂O 1.67±0.08; Li₂O 0.06±0.02. Во внешних зонах содержания этих компонентов заметно выше (мас. %): FeO 15.67±0.24; MnO 0.23±0.05; CaO 0.34±0.17; TiO₂ 0.44±0.04; Na₂O 2.0±0.1; Li₂O 0.20±0.02. Параметры элементарной ячейки тёмноокрашенных турмалинов центральной зоны кристалла соответствуют (Å): *a* =15.99275(15), *c* =7.15838(10), внешней зоны: *a* =15.9931(3), *c* =7.15864(14).

Сравнение состава темноокрашенных турмалинов из различных редкометальных пегматитов показало, что в турмалинах из жилы Стак Нала содержание алюминия колеблется в интервале 6.42–6.74 а. ф. Наибольшее количество алюминия (7.47 а. ф.) установлено в турмалинах из жил Митрофановского месторождения и Вороньей тундры (Кольский п-ов). Наименьшие количества Al характерны для темноокрашенного турмалина из сподуменовых пегматитов Восточной Сибири (6.56 а. ф.), месторождений Добра Вода Чехии (6.71 а. ф.) и Малхан (6.78 а. ф.). Несколько больше Al в турмалине месторождения Рожна Чехии (6.81 а. ф.). Практически все сравниваемые турмалины отличаются низкими концентрациями кальция (≤0.02 мас. % CaO) и только темноокрашенный турмалин Митрофановского месторождения содержит повышенные количества этого компонента (0.23 мас. % CaO).

Кристаллы турмалина зелёного цвета приурочены к занорышам в центральной части пегматитовой жилы. При этом в кристаллах тёмно-зелёного турмалина установлено (в мас %): Al₂O₃ 38.42±1.5; FeO 1.22±0.04; MnO 3.37±0.22; CaO 1.07±0.10; Na₂O 1.88±0.01 и Li₂O 1.72±0.32. Светло-зелёный турмалин содержит в меньших количествах оксидов железа, марганца и натрия (в мас %): FeO 0.36±0.15; MnO 2.14±1.08 и Na₂O 1.42±0.10, и несколько больше лития и кальция, соответственно: Li₂O 2.53±0.76 и CaO 2.14±0.56. Параметры

элементарной ячейки у светло-зелёных турмалинов соответствуют (Å): $a = 15.87061$, $c = 7.11308$; у темно-зелёных они несколько выше: $a = 15.8747$, $c = 7.1145$.



Рис. 2. Зональные зелёные кристаллы турмалина

Для определения минерального вида турмалина из пегматитов Пакистана нами был использован метод, предложенный в работе [Selway et. al.,1999]: по соотношениям $Na/(Na+vacancy)$ и $Al/(Al+Fe)$ (в позиции Y) оценивается принадлежность минерала к шерлу, либо фойтиту. По этим параметрам тёмноокрашенный турмалин относится к шерлу, и величина отношения $Na/(Na+vacancy)$ в центральной зоне равна 0.85, а во внешней – 0.68. Отношение $Al/(Al+Fe)$ и в центре кристалла, и в периферических его частях варьирует в пределах 0.21–0.25. По величине отношения $Na/(Na+vacancy)$ тёмноокрашенный турмалин Пакистана (центральные зоны кристалла) близок к шерлу из пегматитов Малхан и Митрофановского месторождения (Приморье). Внешние его зоны аналогичны шерлу из редкометальных пегматитов Восточной Сибири.

Тёмно- и светло-зелёный турмалины Пакистана по составу являются эльбаитами. По величине отношения $Al/(Al+Fe)$ (в позиции Y), равному 0.88–1.00, и по $Na/(Na+vacancy) \geq 0.7$ они практически не различаются и сопоставимы со светло-зелёными турмалинами Малхан. Тёмно-зелёные турмалины Малхан характеризуются большими величинами отношения $Na/(Na+vacancy)$, что обусловлено, по-видимому, более высокими содержаниями в них кальция.

Метод определения вида турмалина, предложенный в работе [Selway et. al.,1999], не даёт представления об оленитовом компоненте. Для того, чтобы сравнить турмалины по содержанию последнего, их химический состав был пересчитан на условные миналы по методу, предложенному в работе [Соколов, 1985]. Полученные результаты представлены на треугольной диаграмме эльбаит – оленит – (шерл+тсилаизит) (рис. 3).

Как видно на рис. 3, в центральной зоне кристалла шерла Пакистана установлены повышенные содержания оленитового минала (21%). Содержание шерлового минала составляет 73%, соответственно на эльбаитовый минал приходится 6%. Иногда отмечаются ещё меньшие содержания эльбаитового минала (2.9%).

Тёмноокрашенный турмалин Пакистана, по содержанию оленитового компонента сопоставим с шерлом из жилы Вороньей тундры Кольского п-ова, из месторождений: Митрофановского, Приморья, Малхан, Ц. Забайкалья, Рожна, Чехия. Шерл из пегматитов Восточной Сибири, из месторождений Близна, Добра Вода Чехии практически не содержит оленитового минала.

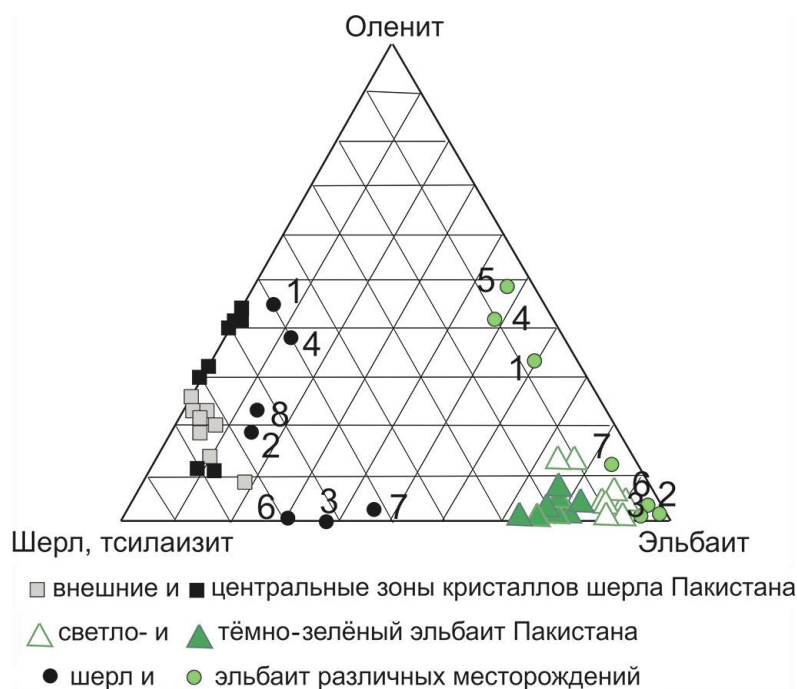


Рис. 3. Составы турмалинов из различных редкометальных пегматитов

1 – Митрофановское месторождение, Приморье [Пономарева и др., 2023]; 2 – миароловые пегматиты Малхан, Ц. Забайкалье [Загорский, Перетяжко, 1992]; 3 – сподуменовые пегматиты Восточной Сибири [Гранитные пегматиты, 1997]; 4 – пегматиты Вороньей тундры, Кольский п-ов [Пономарева и др., 2022]; 5 – Борщевочный краж, Восточное Забайкалье [Минералы, 1981]; 6, 7, 8 – соответственно Близна, Добра Вода, Рожна, Чехия [Selway et al., 1999].

Эльбаиты Пакистана на диаграмме группируются в области, где практически отсутствует в составе минерала оленитовый минал и характерно высокое содержание эльбаитового минала (79–95%), при этом наибольшее его содержание установлено в эльбаите из пегматитов Малхан. Эльбаит из остальных рассмотренных месторождений содержит заметно большее содержание оленитового минала.

Изучение минеральных включений в двустороннеполированных пластинках турмалина из жилы Стан Нала позволило установить в них калиевый полевой шпат, альбит и мусковит. Температуры образования минеральных ассоциаций по данным различных геотермобарометров соответствуют: $T=350\pm 50^{\circ}\text{C}$, $P=4$ кбар. Кроме того, было выявлено большое количество газовой-жидких включений, размер которых не превышает 0.05–0.08 мм (рис. 4). Газовая фаза в них представлена CO_2 [Frezzotti et al., 2012]. Температуры гомогенизации включений в среднем составляют $176\pm 14^{\circ}\text{C}$.

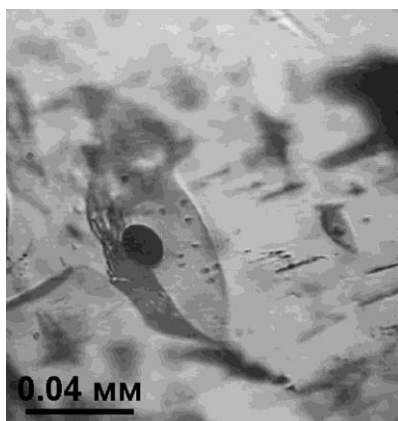


Рис. 4. Газово-жидкое включение в эльбаите

Благодарность. Авторы благодарны П.Б. Соколову за предоставленный для изучения каменный материал, а также Н.В. Платоновой, С.Ю. Янсон, Н.Р. Пинчук за консультации и помощь при выполнении исследований.

Исследования выполнены при поддержке гранта СПбГУ № 116234388.

Список литературы

Гранитные пегматиты. Т. 2. Редкометалльные пегматиты / Под редакцией Б.М. Шмакина. Новосибирск, 1997. 282 с.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск, 1992. 224 с.

Минералы. Т. 3. М. 1981. 398 с.

Пономарева Н.И., Гордиенко В.В., Мельянцов Н.О. Минералы надгруппы турмалина из редкометалльных пегматитов района Вороньих тундр (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО, 2022. № 3. С. 1–25.

Пономарева Н.И., Гордиенко В.В., Лещева Е.А. Минералы надгруппы турмалина из редкометалльных пегматитов Лесозаводского района (Приморье, Россия) / Материалы VI Всероссийская конференция с международным участием Владивосток. 2023. С. 432–437.

Соколов П.Б. Расчет кристаллохимических формул минералов по неполным микрозондовым данным (на примере группы турмалина) // ЗРМО, 1985. Вып. 6. С. 496–502.

Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration, 2012. V. 112. P. 1–20.

Laurs B.M., Dilles J.H., Wairrach Y., Kausar A.B., Snee L.W. Geological setting and petrogenesis of symmetrically zoned, miarolitic granitic pegmatites at Stak Nala, Nanga Parbat-Haramosh massif, Northern Pakistan // The Canadian Mineralogist, 1998. V. 36, P. 1–47.

Selway J.B., Novak M., Cerny P., Hawthorne F.C. Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites // European Journal of Mineralogy, 1999. V. 11. N.3. P. 569–584.

АПАТИТЫ ИЗ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАМОРФИТОВ, НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ДИАФТОРИТОВ И ПРОДУКТОВ ПРОГРАДНОГО НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ (НА ПРИМЕРЕ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Ю.И. Пыстина, А.М. Пыстин, И.Л. Потапов

*Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
yuliya_pystina@mail.ru*

Из-за широкого спектра элементов, входящих в состав апатита, и большого диапазона изоморфных замещений этот минерал несет информацию об условиях образования вмещающих его пород и поэтому все чаще используется в качестве индикатора геологических процессов. Наиболее изучен в этом плане апатит из гранитоидов и рудоносных формаций, тогда как данных по апатитам из метаморфических пород значительно меньше. Нами была предпринята попытка установить влияние процессов метаморфизма пород и их последующего низкотемпературного метаморфического преобразования (диафтореза) на типоморфные особенности апатита и выяснить возможность использования этого минерала для получения дополнительных минералогических критериев для расчленения и корреляции метаморфических толщ докембрия Приполярного Урала. Первые результаты этих исследований были доложены в 2023 г. на совещании в Санкт-Петербурге «Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения» [Пыстина и др., 2023].

Было установлено, что апатиты из метаморфических пород Приполярного Урала относятся к фторапатитам. Они в отличие от апатитов из магматических пород сильно

обеднены легкими REE. С повышением степени метаморфизма количество фтора в минерале увеличивается, несколько повышается содержание REE, но при этом содержание LREE существенно не меняется. Наиболее значимые различия в составе апатитов из низко- и высокотемпературных метаморфитов связаны с перераспределением Sr, Y, U и Th. Концентрации первых двух элементов возрастают с повышением степени метаморфизма пород, а U и Th – уменьшаются.

Сравнение апатитов из высокотемпературных метаморфических пород и продуктов их низкотемпературного диафтореза показало, что ретроградный метаморфизм в меньшей степени влияет на изменение микроэлементного состава этого минерала. Этот факт создает предпосылки для использования химических и некоторых морфологических особенностей апатита, как критериев для разделения низкотемпературных диафторитов и проградно измененных низкотемпературных метаморфитов.

В северной части Ляпинского мегантиклинория на Приполярном Урале вскрывается наиболее полный и сравнительно хорошо изученный разрез докембрия Тимано-Североуральского региона (рис.). В основании разреза залегают глубокометаморфизованные дорифейские образования и продукты их низкотемпературного диафтореза. В разработанной нами актуализированной схеме докембрия Приполярного Урала [Пыстин, Пыстина, 2019] они подразделяются на няртинский (или николайшорский) метаморфический комплекс и щокурьинскую свиту. Центральная часть няртинского комплекса сложена гнейсами и амфиболитами, степень метаморфизма которых соответствует условиям амфиболитовой фации: $T=650-750^{\circ}\text{C}$, $P=6-9$ Кбар [Пыстин, 1991]. Породы частично диафторированы в основном в условиях эпидот-амфиболитовой фации и локально – зеленосланцевой фации. Периферия няртинского комплекса сложена низкотемпературными диафторитами, в которых спорадически отмечаются реликты высокотемпературных метаморфических пород: гнейсов и амфиболитов. Комплекс низкотемпературных диафторитов некоторыми исследователями в соответствии со [Стратиграфические схемы ..., 1993] ошибочно картируется, как самостоятельное стратиграфическое подразделение – маньхобеинская свита.

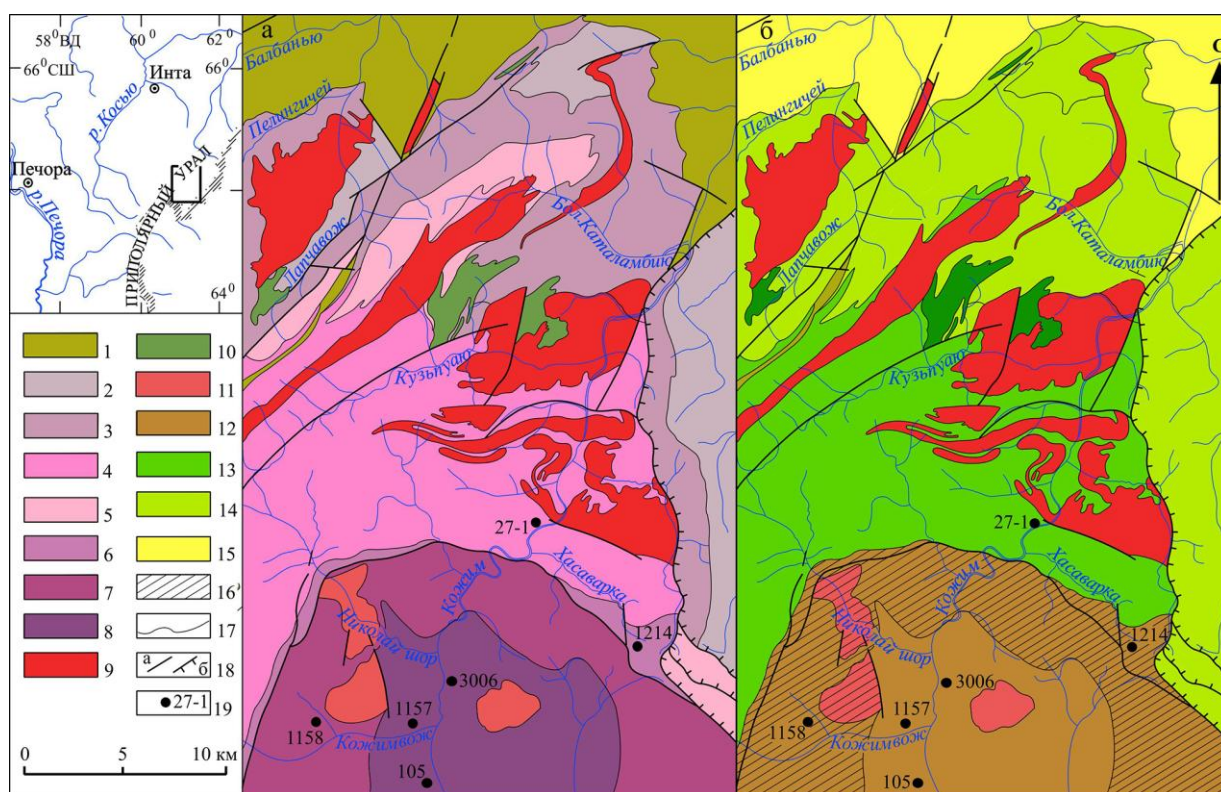


Рис. Схемы геологического строения (а) и метаморфизма (б) северной части Приполярного Урала

1–8 – стратиграфические подразделения: 1 – нижнепалеозойские отложения нерасчлененные (Є–О); 2 – саблегорская свита (RF₃–V); 3 – мороинская свита (RF₃); 4 – хобеинская свита (RF₃); 5 – пуйвинская свита (RF₃); 6 – цокурьинская свита (PR₁); 7 – комплекс низкотемпературных диафторитов – «маньхобеинская свита» (PR₁); 8 – няртинский метаморфический комплекс (PR₁); 9–11 – интрузивные породы: 9 – граниты (RF₃–V); 10 – габбро, габбродолериты (RF₃); 11 – гранито-гнейсы (PR₁); 12–15 – метаморфические фации: 12 – амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации умеренных давлений нерасчлененные; 13 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, средне- и высокотемпературная субфации нерасчлененные; 14 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низко- и среднетемпературная субфации нерасчлененные; 15 – фация зеленых сланцев умеренных давлений, низкотемпературная субфация; 16 – зона преимущественного развития низкотемпературных диафторитов; 17 – геологические и метаморфические границы; 18 – тектонические границы: а – крутопадающие дизъюнктивы, б – надвиги и шарьяжи, 19 – место отбора и номер пробы.

Расчетные температуры кристаллизации низкотемпературных парагенезисов при ретроградном изменении пород, претерпевшим метаморфизм амфиболитовой фации, оцениваются интервалом 285–320°C [Попвасев, 2022]. Цокурьинская свита, обрамляющая няртинский комплекс, отличается заметной ролью карбонатных пород и кварцитов. Условия метаморфизма пород этой свиты аналогичны «маньхобеинской». Они также в основном представлены низкотемпературными диафторитами, в которых встречаются реликты высокотемпературных метаморфических пород. Принадлежность няртинского комплекса и обрамляющих их диафторитов обоснована U-Pb-датировками метаморфогенных цирконов [Пыстин, Пыстина, 2018а, 2018б, 2019; Пыстина и др., 2019 и др.].

Верхнедокембрийский разрез начинается с пуйвинской свиты верхнего рифея [Пыстин, Пыстина, 2019]. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации умеренных давлений: 350–450°C, P=4–6 Кбар [Пыстин, 1991].

С целью изучения характера изменения химического состава (а также морфологических особенностей) апатита при проградном метаморфизме и низкотемпературном диафторезе были отобраны пробы из однотипных пород (парапород кислого состава: гранат-слюдяных гнейсов, слюдяных кристаллических сланцев, хлорит-серицит-альбит кварцевых сланцев) няртинского комплекса, комплексов низкотемпературных диафторитов и низкотемпературных проградно метаморфизованных пород пуйвинской свиты (рис.).

В породах пуйвинской свиты апатиты имеют вид таблитчатых и призматических кристаллов размером 250–500 мкм с габитусными формами гексагональной призмы и дипирамиды. Они, как правило, содержат ядра, которые представляют собой в различной степени окатанные обломки этого минерала. Сохранность таких (дометаморфических) апатитов связана с тем, что при низкотемпературном проградном метаморфизме не всегда могла происходить полная перекристаллизация этого минерала. Как отмечает ряд исследователей, новообразованный или перекристаллизованный метаморфический апатит становится преобладающим только в относительно высокотемпературных зонах зеленосланцевой фации [Nutman, 2007; Henrichs et al., 2019]. Новообразованный апатит часто обнаруживает оптическую зональность.

В высокотемпературных метаморфитах и продуктах их низкотемпературного диафтореза апатит представлен как призматическими кристаллами, так и зернами округлой, бочонковидной или неправильной формы размером 250–500 мкм. Из граней представлены призма {1010}, пинакоид {0001}, дипирамиды {1011}, {1121}, {2131} {2021}. На CL снимках в апатитах видна слабо выраженная зональность; обычно светлое ядро окаймлено небольшой более темной оболочкой. Отмечаются также апатиты с сильным перламутровым блеском. Под микроскопом они обнаруживают тонкую параллельную трещиноватость и очень сложную оптическую неоднородность. На CL снимках центральные части зерен обычно имеют светлую окраску, а краевые (разной ширины и конфигурации) – темную, разной интенсивности. Но отмечаются и более сложные взаимоотношения светлых и темных зон. Такой апатит наряду с обычным, обнаружен в частично диафторированных породах

няртинского комплекса, и особенно в большом количестве в низкотемпературных диафторитах (в «маньхобеинской» и шокурьинской свитах), где в некоторых пробах его содержание в апатитовых концентратах достигает 90%. Еще одна особенность апатитов с перламутровым оттенком – в них, в сравнении с обычными апатитами, резко уменьшается количество минеральных включений, вплоть до полного исчезновения. В апатитах из не диафторированных пород они представлены ильменитом, рутилом, титанитом, гранатом, ортитом, цирконом, кварцем, эпидотом, мусковитом, плагиоклазом и монацитом. Наличие параллельной трещиноватости в зернах апатита с перламутровым оттенком, появление темных зон разной конфигурации и интенсивности, а также значительное уменьшение в них минеральных включений дает основание считать, что эти особенности внутреннего строения апатита связаны с процессами диафтореза пород. В то же время четкой корреляции между степенью замещения светлых зон темными и содержанием (и распределением) редких и редкоземельных элементов в апатитах не обнаруживается. Вероятно, это связано с незавершенностью реакций при диафторезе пород, когда может не происходить полной перекристаллизации этого минерала и сохраняются геохимические метки, приобретенные им при высокотемпературном метаморфизме и гранитизации.

Основные результаты исследований сводятся к следующему.

1. Апатиты из высокотемпературных метаморфитов и продуктов их ретроградного изменения, характеризующиеся близкими содержаниями фтора, отличаются от апатитов из низкотемпературных метаморфитов – продуктов проградного метаморфизма более высокой концентрацией этого элемента: 3.03–3.96 мас.% и 1.98–2.42 мас.%, соответственно, что, по-видимому, отражает истощение более подвижного в жидкости хлора по сравнению с менее подвижным фтором во время метаморфических реакций и экстракции флюидом [Spear, Josept, 2002; Kusebauch et al., 2015]. Содержание U и Th, напротив, в апатитах из высокотемпературных метаморфитов и продуктов их ретроградного изменения ниже, чем в апатитах из низкотемпературных проградно метаморфизованных пород. Это может быть связано с тем, что Th и U при метаморфизме поглощаются новообразованными акцессорными минералами, такими как монацит [Nutman, 2007] или богатый РЗЭ эпидот [Henrichs et al., 2019]. На спектрах РЗЭ, нормированных по хондриту, для первых характерны отрицательные Eu аномалии, во вторых они отсутствуют.

2. Изменение состава апатита при диафторезе заключается в уменьшении содержания легких и средних РЗЭ (иногда на несколько порядков) и в смене знака Sr аномалий на спектрах распределения РЗЭ и Sr, нормированных по хондриту, с отрицательной на положительную. В то же время эти изменения могут быть выражены незначительно, поскольку даже в случае полного замещения первичных метаморфических минеральных парагенезисов новообразованными низкотемпературными минералами апатит испытывает только частичную перекристаллизацию и не утрачивает полностью геохимические свойства, приобретенные им на более ранних стадиях кристаллизации. В частности, апатиты из диафторитов, так же как и из высокотемпературных метаморфитов, характеризуются повышенным содержанием F, пониженным содержанием Th и U и наличием отрицательных Eu аномалий на спектрах РЗЭ и Sr, нормированных по хондриту.

3. Апатиты из низкотемпературных пород проградного метаморфизма отличаются от апатитов из низкотемпературных диафторитов повышенным содержанием РЗЭ и U и пониженным содержанием F, отсутствием отрицательных Eu аномалий и положительных Sr аномалий на спектрах РЗЭ и Sr, нормированных по хондриту. В оптически зональных кристаллах краевые части обеднены ураном, что подтверждает проградный характер кристаллизации минерала.

4. Хорошим диагностическим признаком апатитов из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород является почти постоянное наличие в них ядер обломочных зерен этого минерала.

5. Морфологические признаки и микроэлементный состав апатита в метаморфических породах можно использовать как для оценки термодинамических условий образования

пород, так и для установления особенностей эволюции метаморфических преобразований. Важным результатом для геологической практики может служить то, что по микроэлементному составу, а также некоторым морфологическим признакам акцессорного апатита (присутствию детритовых ядер в апатитах из проградно метаморфизованных низкотемпературных пород, наличию перламутрового блеска и сложной оптической неоднородности в апатитах из низкотемпературных диафоритов и др.) можно уверенно отличать продукты проградного низкотемпературного метаморфизма от ретроградно измененных метаморфических пород, которые часто визуальны не различимы, что приводит к ошибкам при геологическом картировании и проведении региональных геологических исследований.

Список литературы

Попвасев К.С. Минералогия и P-T условия образования амфиболитов няртинского метаморфического комплекса и маньхобеинской свиты Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология, 2022. 21(3). С. 216–228.

Пыстин А.М. Карта метаморфизма Приполярного и южной части Полярного Урала. Серия препринтов «Научные доклады». Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1991. 20 с.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Геологическая позиция и возраст маньхобеинской свиты (RF₁?) на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2018а. №9. С. 3–9.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Геологическая позиция и возраст щокурьинской свиты на Приполярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2018б. №10. С. 3–9.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект. Труды Карельского научного центра РАН. Геология докембрия. 2019. Вып. 7(2). С. 34–52.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б. Нижний докембрий в структуре палеозой на Приполярном Урале // Докл. РАН, 2019. Т. 486. №5. С. 572–576.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Потапов И.Л. Использование акцессорного апатита для обоснования стратиграфической позиции маньхобеинской и щокурьинской свит в разрезе докембрия Приполярного Урала // Стратиграфия докембрия: проблемы и пути решения / Материалы VIII Российской конференции по проблемам геологии докембрия. СПб: Свое издательство, 2023. С. 131–134.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.

Henrichs I.A., Chew G.J., O'Sullivan G.J., Mark C., McKenna C., Guyett P. Trace-element (Mn-Sr-Y-Th-REE) and U-Pb isotope systematics of metapelitic apatite during progressive greenschist- to amphibolite-facies Barrovian metamorphism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019. V. 20(8). P. 4103–4129.

Kusebauch C., John T., Whitehouse M. J., Engvik A.R. Apatite as probe for the halogen composition of metamorphic fluids (Bamble Sector, SE Norway) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2015. V. 170. P. 1–20.

Nutman A.P. Apatite recrystallisation during prograde metamorphism, Cooma, southeast Australia: implications for using an apatite – graphite association as a biotracer in ancient metasedimentary rocks // *Australian Journal of Earth Sciences*, 2007. V. 54. P. 1023–1032.

Spear F.S., Joseph M.P. Apatite, Monazite and Xenotime in Metamorphic Rocks // *Reviews on mineralogy and geochemistry*, 2002. V. 48(1). P. 293–335.

НОВЫЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАХТАКАРАЧА (УЗБЕКИСТАН)

О.Т. Разиков¹, А.У. Туракулов²

¹Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека,

²Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент

odil.razikov@mail.ru; turakulovvarsion4@gmail.com

Узбекистан известен всему миру как золото-редкометалльная и урановая провинции с уникальными и крупными месторождениями, куда в течение нескольких десятилетий были направлены большая часть геологоразведочных и научно-исследовательских работ. Новые инновационные направления развития техники и технологий зависят от стабильного обеспечения минеральным сырьем. В мире идет интенсивный поиск новых источников сырья.

Проблема рационального использования минеральных богатств на современном этапе развития Республики Узбекистан поставила перед геологоразведочным ведомством ряд новых задач. В их число входят провести оценку и разведку ранее недоизученных месторождений и рудопроявлений, а также определить технологические свойства сырья применительно к современным требованиям промышленности. Одним из таких полезных ископаемых является марганец и его основным потребителем является металлургическая промышленность. В последние годы в Узбекистане уделяется большое внимание укреплению базы черных металлов – железа и марганца [Геология и полезные ..., 1998; Ахмедов, 2022].

Традиционно марганец используется в производстве ферросплавов для раскисления сталей при плавке, а также марганецсодержащих бронз, латуней, других сплавов с цветными металлами, обладающих антикоррозийными свойствами. Также марганец применяется для производства сухих батарей, в химической и керамической промышленности. Среднее содержание марганца в земной коре составляет около 0.1 мас. %, в различных горных породах оно колеблется от 0.06 до 0.2 мас. %.

В мире известно более 150 минералов, содержащих марганец, но промышленное значение имеет лишь небольшая часть из них с содержанием марганца (в мас. %): пиролюзит MnO_2 (63.2), гаусманит Mn_3O_4 (72.0), браунит Mn_2O_3 (69.5), манганит $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$ (62.5), псиломелан $MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ (45–60) и другие.

По минеральному составу марганцевые руды подразделяются на следующие типы: окисные, карбонатные, окисно-карбонатные, браунит-гаусманитовые и окисленные, имеющие разное значение промышленного использования. Наибольшее промышленное значение имеют окисные руды, в которых главными рудными минералами являются оксиды и гидроксиды марганца: пиролюзит, псиломелан, манганит и др. Они отличаются высоким содержанием марганца, легко обогащаются и являются высококачественным сырьем для металлургической промышленности [Туракулов, Мусаев, 2022].

Тахтакарачинское месторождение марганцевых руд расположено на северном склоне гор Каратюбе, административно относится к Ургутскому району Самаркандской области. На месторождении Тахтакарача литологический состав пород представлен зеленовато- и темно-серыми хлорит-кремнистыми сланцами с прослоями черного известняка. Верхняя часть разреза этих отложений выделяется в отдельную пачку, сложенную кремнистыми, известково-кремнистыми, известковистыми сланцами и кремнистыми известняками. Характерной особенностью пород является их марганцевоносность.

1. Кремнистые сланцы являются наиболее распространенной разновидностью. Они почти мономинеральны и состоят, главным образом, из кварца. В небольшом количестве в них присутствуют карбонат, рудный минерал (или рудная пыль) и серицит. Породы слагаются из тончайших зернышек кварца, перемешанных с буроватым глинистым веществом. Местами кварцевая масса в шлифе состоит из нескольких тонких полосок, чередующихся с

вытянутыми полосками, образованными из рудной пыли или плотного рудного вещества (рис).

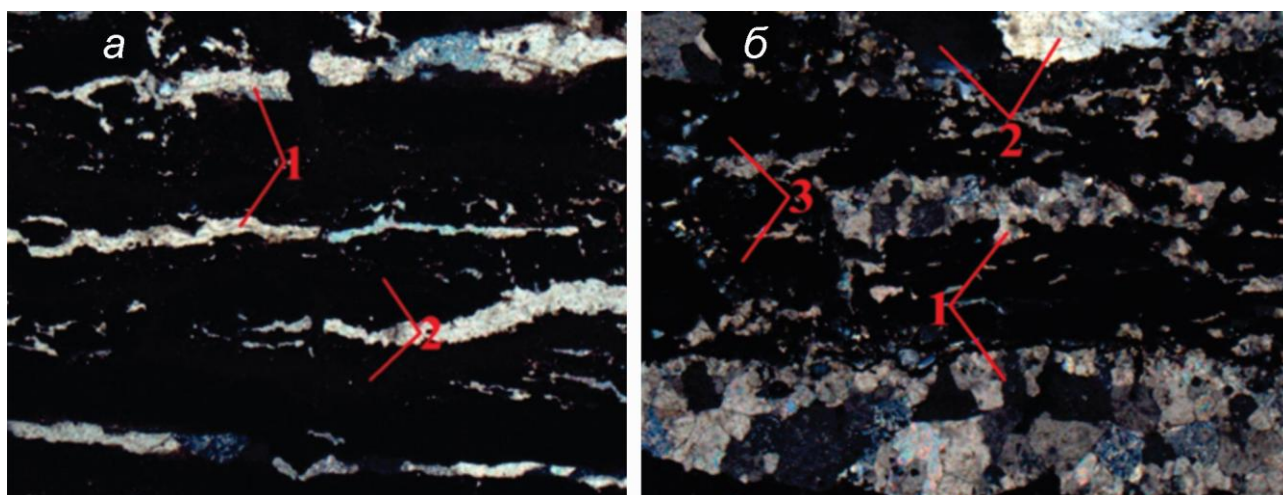


Рис. Фотографии шлифа (№ Т-4) рудного тела №1 (Южный участок, месторождение Тахтакарача)

а: 1 – карбонат; 2 – марганецсодержащие минералы. б: 1 – карбонат; 2 – кварц; 3 – марганецсодержащие минералы. Увеличение в 40 раз. Николи скрещены.

Рудный минерал образует или почти сплошные массы, или вытянутые полоски, создавая тем самым полосчатую текстуру породы. Серицит больше всего приурочен к местам скопления рудного минерала или тонкозернистого кварца и встречается редко. Структура породы неоднородная, чаще всего криптокристаллическая и афанитовая, реже алевритопелитовая или пелитоморфная.

2. Известково-кремнистые сланцы. Основная масса породы представлена криптокристаллическим кремнистым веществом с участками более крупнозернистых кварцевых зерен. Среди кварцево-кремнистой массы довольно в значительном количестве встречается пелитоморфный карбонат. Рудный минерал в породе встречается или в форме мелких неправильных зерен или в виде рудной пыли, которая, концентрируясь, образует параллельные полоски.

3. Известковистые сланцы. В состав этих пород входят кварц, карбонат, редко калиевый полевой шпат, рудный минерал, глинистое вещество. Текстура породы полосчатая. Полоски мощностью от 0.1 до 3.5–4 мм представлены либо чисто известковыми разностями, в которых спорадически присутствуют зерна кварца, либо нацело состоят из кварца и незначительного количества калиевого полевого шпата. Рудный минерал черного цвета незначительно рассеян в породе в форме кубиков и неправильных зерен размером от 0.05 до 0.3 мм в незначительном количестве. Порода имеет бластопаппистовую структуру.

Среди описанных выше разностей сланцев встречаются еще несколько разновидностей, но они имеют весьма подчиненное значение. К ним относятся серицито-кремнистые, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы.

Серицито-кремнистые сланцы в своей основной массе представлены серицито-кремнистыми агрегатами. Кремнистое вещество имеет криптокристаллическую структуру, а чешуйки серицита, размером 0.01–0.02 мм – взаимно параллельное расположение. Среди серицито-кремнистой массы различаются кварцевые участки, которые в виде параллельных полос вытянуты в направлении общей сланцеватости пород.

Глинистые и углеродисто-глинистые сланцы, по сравнению с серицито-кремнистыми, имеют значительно большее распространение, залегают в виде пластов небольшой мощности. Породы представлены скоплениями темно-бурого пелитоморфного глинистого

вещества, частично перекристаллизованного и превращенного в агрегат, ориентировано расположенных мелких чешуек серицита, хлорита и редких мелких (0.01–0.02 мм) зерен кварца. Нередко среди общей массы породы в небольшом количестве присутствуют тонколистовые чешуйчатые зерна карбоната. Часто встречается графитоподобное углеродистое вещество, которое в виде точечных зерен образует плотные скопления и полосы, ориентировано вытянутые по слоистости породы. Структура породы алевритопелитовая, текстура – сланцеватая.

Кремнистые известняки состоят из карбоната, кварца и рудного минерала. Карбонат – это буроватые зерна неправильной формы, размером от 0.01 до 0.2 мм. Однако в большинстве случаев он представлен плотно прилегающими мелкими изометричными зернами, мелкозернистого и аливритового сложения. Кварц присутствует в виде неправильных зерен, реже округлой формы, размером от 0.01 до 0.05 мм. Он рассеян по всей породе и по площади распространения одинаков с карбонатом. Нередко кварц корродирует карбонат и, по-видимому, метасоматически замещает его. Рудный минерал рассеян в породе в виде скоплений и точечных включений. Породы имеют алевритовую или роговиковую, а также кристаллобластовую структуры. Текстуры полосчатая и сланцеватая.

Химический состав марганцевых руд. Марганцевые руды характеризуются близким химическим составом по участкам и в целом по месторождению (таблица). Как видно из таблицы, средние содержания компонентов в марганцевых рудах по участкам равны (в мас. %): 1) Южный – $Mn_{общ} - 18.77$, $Fe_{общ} - 2.36$, $P_2O_5 - 0.36$, $SO_2 - 25.50$; 2) Западный – $Mn_{общ} - 14.86$, $Fe_{общ} - 2.98$, $P_2O_5 - 0.34$, $SO_2 - 22.13$.

Таблица

Показатели основных химических компонентов (мас. %) марганцевых руд Тахтакарачинского месторождения

| Компоненты | Тахтакарачинское месторождение | | | | | | Аналоги месторождений | |
|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------------------|-------|-------|-----------------------|--------------|
| | Участок Южный | | | Участок Западный | | | Мореятское | Никопольское |
| | от | до | сред. | от | до | сред. | | |
| MnO ₂ | 10.36 | 30.56 | 18.77 | 10.52 | 28.72 | 14.86 | 26.00 | 28.80 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.91 | 7.00 | 2.36 | 0.52 | 9.15 | 2.98 | 8.00 | 2.30 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.56 | 0.36 | 0.15 | 1.96 | 0.84 | 0.40 | 0.20 |
| SiO ₂ | 3.23 | 58.60 | 38.50 | 10.50 | 33.76 | 22.13 | 19.0 | 31.04 |
| Al ₂ O ₃ | – | – | – | – | – | 5.93 | 2.70 | 5.39 |
| CaO | – | – | – | – | – | 18.54 | 4.50 | 1.47 |
| MgO | – | – | – | – | – | 1.39 | 0.90 | 2.14 |
| H ₂ O | – | – | – | – | – | 1.03 | 21.00 | 16.00 |

Примечание. Прочерк – нет данных; сред. – среднее значение содержания компонента.

Таким образом, на основании вышесказанного можно сделать следующие выводы.

Для укрепления чёрной металлургии в Узбекистане не только освоение месторождений Тебинбулак (титано-магнетитовый тип), Темиркан (магнетит-гематитовый тип) и Сюреньата (манетитовый тип), а также марганцевых месторождений Дауташ и Тахтакараче является основным источником сырья.

По результатам проведённых анализов марганцевые руды Тахтакарачинского месторождения дают возможность получения высокосортных окисных концентратов с содержанием до 63.32 мас. % марганца, отдельные фракции обогащаются до содержания 69.08 мас. % марганца (практически до чистого минерала), которые рекомендованы для переработки сырья.

Список литературы

Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Под. ред. Т.Ш. Шаякубова, Т.Н. Далимова. Ташкент, 1998. 723 с.

Ахмедов Н.А. Геолого-промышленные типы месторождений золота, вольфрама, железа Западного Узбекистана, условия размещения и оценка их перспектив. Lesson Press, 2022. 296 с.

Туракулов А.У., Мусаев А.М. Минералого-петрографические особенности марганцевых руд месторождения Тахтакарача // Институт Геологии и Геофизики им Х.М. Абдуллаева, Госкомгеологии Узбекистана. 2022. С. 102–104.

ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-КОЛЧЕДАННОГО СИБАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

И.В. Рыбин

*Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук,
Ростов-на-Дону
iliaribin@mail.ru; rybin@ssc-ras.ru*

Месторождение Сибай медно-цинково-колчеданных руд расположено в центре западного крыла Магнитогорского прогиба и включает три зоны. Первая зона – Старо-Сибайская, которая была открыта в 1913 году и представляла собой бурые железняки, выходящие на дневную поверхность. Вторая зона – Ново-Сибайская – 1939 год открытия. Третья зона – Слепая залежь, открытая в 1952 году. Сибайское месторождение находится во взаимосвязи с восточным крылом антиклинальной складки. Данная структура представлена породами риолит-базальтового состава возрастом карамалыташской свиты. Упомянутая область обрамляется тектоническими нарушениями с крутыми сместителями. Данные плоскости скольжения являются границами между рудосодержащими отложениями и захоранивающими их вулканогенно-осадочными породами улутауской свиты. Рудные тела, располагающиеся на границах риолитов, шаровые (подушечные) базальты, кварцевые риодациты, гиалокластиты, диабазы, кремнистые по составу и вулканогенно-осадочные по генезису отложения – основные породы, слагающие месторождение Сибай. Помимо этого, присутствуют метасоматиты, которые являются доказательством окolorудных изменений и по вещественному составу могут быть хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми с образованием в лежащем фланге рудных образований крутонаклонных тел. Крутонаклонные тела на юге имеют мощность около 20 метров, а с продвижением на север возрастают до 300 метров.

Ново-Сибайский участок является крупнейший по запасам и состоит из трех мощных линз, состоящих из сплошных сульфидных рудных образований. Отмеченные линзы располагаются друг над другом со сквозным прохождением через них общего рудного столба. Характерной особенностью является зональность, которая отмечается у руд участка. Крупнозернистые пиритовые руды слагают внутренние части рудных тел. По направлению к лежащему крылу пиритовые руды меняются на халькопирит-пиритовые разности. Помимо этого, наблюдаются магнетит и сидерит в комбинации с рудами магнетитового и пирротинового состава. Халькопирит-сфалерит-пиритовые рудные концентрации слагают висячее крыло, а сфалерит-пиритовые руды – фланги. Отмечается наличие бурых железняков до глубины 20 м, образованных за счет процессов окисления колчеданных руд. До глубин 40–50 м развиты эпигенетические сульфиды меди, при этом по участкам дизъюнктивных нарушений – развитие доходит до 100 м. Гетит, гидрогетит, каолинит, ковеллин, халькозин – основные минералы зоны окисления. Гематит, халькантит, куприт – второстепенные минералы. Среди второстепенных минералов порой также присутствовали такие как, малахит, азурит, ярозит, опал, самородная медь.

Типичным образцом колчеданных месторождений Уральского типа является Сибайское месторождение. Данный тип месторождений отличается медным, цинковым и колчеданным

вещественным составом рудных тел, с ярко выраженной массивной текстурой и последующим напластованием совместно с вулканическими породами риолит-базальтовой фации, с доминирующей морфологией рудных тел в виде линз, которые согласно располагаются с вмещающими породами. Колчеданные месторождения Уральского типа сложены рудными телами в главной степени из массивных агрегатов сульфидов, состоящие на 80–95 % преимущественно из пирита, часто – из халькопирита и сфалерита. Реже встречаются такие рудные минералы, как марказит, пирротин, магнетит, борнит, галенит, блеклые руды. Среди нерудных минералов той же степени встречаемости отмечаются кварц, карбонаты, барит, серицит, хлорит. Руды Уральского типа дифференцируются на две разновидности: медно-колчеданные (меди больше, чем цинка) и медно-цинково-колчеданные (меди меньше, чем цинка). При этом последняя разновидность порой имеет повышенные значения свинца.

Сибайское медно-цинково-колчеданное месторождение относится к среднедевонскому времени, залегая совместно с вулканическими породами карамалыташской свиты эйфельского времени среднего девона и в подошве улутауской свиты живета также среднего девона. Месторождения медно-цинково-колчеданного состава среднедевонского возраста приурочены к формациям карамалыташской свиты, располагаясь в центральной их части над кровлей кислых магматических пород, а также порой внутри горизонтов вулканитов кислого состава [Серавкин, 2001].

Бакр-Узьяк-Сибайская и Учалинско-Верхнеуральская зоны субмеридиональных скрытых разломов выделяются на стратиграфическом живетском уровне, в зонах распространения вулканогенных пород карамалыташской свиты. Положение крупных одноименных палеовулканов контролируется Бакр-Узьяк-Сибайской зоной, а сами палеовулканы находятся во взаимосвязи с цепочками месторождений полезных ископаемых и рудопроявлениями. Бакр-Узьякское и Южно-Бакр-Узьякское месторождения, расположенные в Бакр-Узьякской структуре, находятся во взаимосвязи с субмеридиональной зоной гидротермальных изменений и расслоения. При деформации Сибайского палеовулкана образовалась одноименная горст-антиклиналь, в которой рудоконтролирующая область отмечается в пределах восточного фланга и сонаправлена с ним, находясь во взаимосвязи (по расположению с севера на юг) с Камаганским, Старо-Сибайским, Ново-Сибайским месторождениями, со Слепой залежью и многими другими рудопроявлениями.

Сибайская структура с востока срезана Восточно-Сибайским разломом, где висячий восточный блок по сместителю тектонического нарушения погружается на глубину от 450 до 600 м, при этом с западного направления Сибайская структура ограничена Западно-Сибайским взбросом с отвесной амплитудой приблизительно в 250 метров [Серавкин, 2001]. Упомянутые разломы по своей временной природе возникновения считаются пострудными и образовались по наследственному принципу по зоне древнего рудопроявляющего тектонического нарушения. Приведенные выше рудоконтролирующие структуры смяты в результате пликативной деятельности и сдвинуты по простирацию как субширотными дизъюнктивными нарушениями, так и субмеридиональными разрывами одной общей тектонической системы Агыро-Буйдинского разлома. Миграция древних зон, вытянутых в меридиональном направлении, более поздними нарушениями (взбросами, надвигами, сдвигами) регистрируется также и в других областях [Серавкин, 2001].

Резюмируя наблюдения по тектоническим структурам, состоящими во взаимосвязи с колчеданным оруденением, выявлен тот факт, что зияющие субмеридиональные тектонические нарушения – это рифтовые островодужные области, состоявшие во взаимосвязи с базальтовым и риолит-базальтовым вулканизмом, с которым связаны колчеданные руды, по большей части Cu-колчеданной и Cu-Zn-колчеданной формаций.

Южный Урал, в частности, Сибайское месторождение – благоприятный объект для изучения магматизма, как в связи с его хорошей геологической изученностью, так и вследствие наиболее полной обнаженности домезозойских структурно-формационных зон Уральского складчатого пояса, а также меньшей их деформированности по сравнению со

Средним и Северным Уралом. Особенно детально изучены вулканогенные формации Главной зеленокаменной зоны, исследования которых проводились попутно с геологическими съемками, поисками и разведкой колчеданных руд и помогли в выяснении закономерностей локализации колчеданного оруденения. В современной структуре Южного Урала выделяют две крупные тектонические и минералогические провинции, принципиально различающиеся геодинамическими обстановками проявления вулканизма: Западно- и Восточно-Уральская, разделенные зоной Главного Уральского разлома. Состав структурно-вещественных комплексов закономерно меняется в соответствии с изменением геодинамических обстановок по латерали с запада на восток. Континентальные авлакогенные и рифтогенные вулканогенные комплексы Западной провинции, сформировавшиеся на окраине Восточно-Европейского континента, сменяются океаническими и островодужными формациями и далее комплексами вулканоплутонических поясов. В деталях зональность является более сложной, как в связи со складчатой и чешуйчато-надвиговой структурой Урала, так и вследствие геодинамической эволюции территории и совмещения в ряде зон продуктов вулканизма различных режимов и обстановок. Четко выраженная общая асимметричная тектоно-магматическая и металлогеническая зональность обусловлена, главным образом, однонаправленным восточным падением древней сейсмофокальной зоны, следы которой предполагаются в зоне меланжа Главного Уральского разлома.

Город Сибай расположен в зоне геохимической аномалии с естественными повышенными концентрациями металлов. Баймак-Бурибаевская смешанно-меднорудная зона и Красноуральско-Сибай-Гайская меднорудная зона – основные рудоносные перспективные области региона. Пирит (65–90 % рудной массы), халькопирит и сфалерит – это главные рудоформирующие минералы Сибайского колчеданного месторождения. Пирротин, мельниквит, магнетит – это второстепенные минералы, которые более часто распространены. Галенит, арсенопирит, теннантит, борнит, гематит, энаргит, гринокит, фрейбергит, киноварь – это также второстепенные минералы, но которые распространены уже реже. Кварц, кальцит, сидерит, анкерит, гипс, барит, хлорит, серицит, тальк – типичные нерудные минералы Сибайского месторождения. В Сибайском карьере добывают медноцинковый и медно-серный колчедан. В настоящее время добыча производится шахтным способом. Медные руды с концентрацией меди в 1–6 %, а также отходы меди и ее сплавов являются по праву основными поставщиками для добычи меди. Стоит отметить, что медный колчедан и медный блеск, с содержанием меди в 1–2 % являются более распространенными источниками руды.

Колчеданные месторождения по своей природе возникновения являются полигенными объектами, образовавшиеся в несколько стадий, которые в свою очередь дифференцируются на подстадии кристаллизации минералов. Происхождение данных месторождений представляет собой комбинацию вулканогенно-гидротермального и вулканогенно-осадочного генезиса.

Формирование рудных скоплений находится в тесной связи с вулканическими растворами, циркулирующими по хрупким областям и трещиноватым зонам вулканического конуса жерловой части вулкана. Прожилковые и вкрапленные руды морфологически представляют собой крутопадающие зоны, которые накапливались по пути продвижения рудосодержащих растворов. В том случае, если рудоформирующие растворы фильтровались в толще легко проницаемых и хорошо поддающихся метасоматическим преобразованиям горных пород, возникали пластовые по составу колчеданные рудные тела метасоматического генезиса. В том случае, если подогретые и даже высокотемпературные рудные растворы изливались на дне океанического ложа, то в результате их взаимодействия и дальнейшей реакцией с прохладной океанической водной массой наблюдалось выпадение минералов, которые формировали линзовидные и пластовые тела вулканогенно-осадочной природы, которые считаются самыми богатыми массивными рудами месторождения Сибай.

При температуре эксгаляций в 215°C и высоте столба воды в 200 м руды вулканогенно-осадочного генезиса выпадали в осадок при температуре не выше 200°C. Вулканогенно-метасоматическое формирование руд в породах подошвы для разных колчеданных месторождений отмечается более значительными температурами и широкими их диапазонами. Выделяют такие руды, как низкотемпературные (до 200°C), среднетемпературные (более часто встречаемые, с минимальной температурой в 300°C) и высокотемпературные (от 450°C и более).

Месторождение Сибай является перспективным месторождением на добычу медно-серного и медно-цинкового колчедана в России. Запасы Сибайского месторождения в 1952 году составляли более 104 млн т руды. Рудные тела по составу медные, медно-цинковые, сульфидные, которые послужили основанием последующего планирования и возведения горно-обогатительного комбината. Количество добытой руды в год установлено на отметке в 2000 тонн. Зафиксирован в истории Сибая максимальный объем добытой руды (5 млн 872 тыс. т) в 1978 году. Дата 21 апреля 2000 года знаменита тем, что открытым способом в Сибайском карьере была добыта 100-миллионная тонна руды с момента пуска отработки. Сибайский филиал Учалинского ГОКа, являясь продолжателем трудовых подвигов Башкирского медно-серного комбината, находясь в конгломерате предприятий минерально-сырьевого комплекса Уральской горно-металлургической компании, добился значимых высот по получению промышленного основополагающего окончательного продукта в виде чистой меди. Помимо этого, 2005 год знаменит тем, что Сибайская обогатительная фабрика произвела меди в виде медного концентрата в количестве 6896 т. Показатели 2006 года уже достигли значений в 19585 т, а успехи 2007 и 2008 годов – 28990 т и 35904 т меди соответственно.

На сегодняшний день основные запасы Сибайского месторождения отработаны карьерами, размеры которых на поверхности, например, на участке Новый Сибай достигают 1.4×1.3 км в поперечнике, при глубине приблизительно 0.5 км. В последнее время добыча рудных скоплений перешла на подземный способ отработки месторождений.

В наши дни не существует строгих требований по количеству в руде меди, в виду того, что этот металлический элемент отмечается дороговизной, которая резко поднимает рентабельность месторождений даже при наличии незначительных величин содержания. Фундаментальная основа колчеданных руд – рудные минералы сульфидного состава, а именно, сульфиды меди (халькопирит, борнит), сульфиды железа (пирит, пирротин, марказит), сульфиды свинца (галенит), сульфиды цинка (сфалерит), сульфаты бария (барит) и многие другие. Залежи колчеданов в текстурном плане представлены сплошными, массивными, вкрапленными образованиями. Данные рудные скопления образуют пласты, линзы, штоки, жилы, которые по протяженности достигают значений в 5 км, при мощности, достигающей до 0.25 км и коэффициентом вскрыши около 2 км.

По природе глубины формирования месторождение Сибай является глубинным геологическим объектом с рудами медно-цинкового и серно-колчеданного типов, которые находятся в парагенезисе с базальтами океанического происхождения. Отложения располагаются совместно с вулканогенными по генезису и риолит-базальтовыми по составу горными породами, с доминирующей линзовидной морфологией рудных скоплений, залегающих согласно по напластованию с перекрывающими и подстилающими горными породами. В тектоническом плане выражены зоны субмеридиональных скрытых разломов, такие как Бакр-Узяк-Сибайская и Учалинско-Верхнеуральская. Бакр-Узяк-Сибайская зона концентрирует крупные палеовулканы, последние из которых контролируют ряды месторождений полезных ископаемых и рудопроявлений [Серавкин, 2001]. Основными факторами, определяющими промышленную ценность месторождения, служат: большое количество полезного ископаемого, благоприятные качество и свойства сырья, выгодное для разработки открытым способом залегание рудных тел.

Современная промышленность не предъявляет высоких требований к медно-колчеданному сырью, так как стоимость металла делает рентабельной разработку руд с

различными кондициями. В настоящее время медь, цинк, сера очень широко применяются во многих сферах. Основными отраслями использования являются электротехническая промышленность (цинк применяется для защиты стали от коррозии), медицина, полиграфия. Серу используют для производства серной кислоты, изготовления спичек, черного пороха, для борьбы с вредителями сельского хозяйства.

Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, No гр. проекта 122020100352-6.

Список литературы

Серавкин И.Б. Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический сборник. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. 2001. Юбилейный выпуск. №2. С. 133–151.

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТИТАХ МАНТИЙНЫХ РАЗРЕЗОВ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ ЮЖНОГО УРАЛА: КРАКА, КЕМПИРСАЙ, АККАРГИНСКИЙ

Д.Е. Савельев

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
sav171@mail.ru*

Введение. Подиформные хромититы, связанные с офиолитовыми массивами, пользуются широким распространением в пределах Уральского складчатого пояса [Перевозчиков и др., 2000]. Изучение их платиноносности и минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ) активно началось проводиться с 1990-х годов и на сегодняшний день в той или иной степени охарактеризованы многие, хотя и далеко не все массивы, описана платинометальная минерализация отдельных месторождений и рудопроявлений [Талхаммер и др., 1996; Рахимов и др., 2021; Melcher et al., 1997; Melcher, 2000; Distler et al., 2008; Garuti et al., 2021; Saveliev et al., 2023 и др.]. Данное исследование посвящено сравнительной характеристике хромититов из месторождений и рудопроявлений мантийной части разреза трех массивов Южного Урала, которые характеризуются различной хромитиноносностью и локализованы в различных структурно-формационных зонах складчатого пояса: рудопроявления и мелкие месторождения массивов Крака (западный склон Урала, Зилаирский мегасинклиорий), уникальные месторождения южной части Кемпирсайского массива (Главный ультрамафитовый пояс, сочленение зоны Главного Уральского разлома и Сакмарской зоны) и небольшие месторождения и рудопроявления массивных хромититов Аккаргинского массива (Зауральская мегазона).

Результаты исследований. В мантийном разрезе массивов Крака были изучены хромититы из 15 месторождений и рудопроявлений. В них минералогия ЭПГ определяется значительным преобладанием минералов тугоплавких платиноидов, или как принято говорить «группы иридия» (IPGE) – Ru, Ir, Os: сульфидов ряда лаурит-эрликманит, сульфоарсенидов (ирарсит, руарсит, реже – холлингвортит), сплавов состава Ru-Ir-Os и оксидных фаз того же состава [Saveliev, 2024a]. На месторождении *им. Менжинского* обнаружено несколько зерен сплавов Ru-Os-Ir состава, которые представлены сростками, состоящими из рутения с низкими содержаниями остальных ЭПГ и более мелкими включениями иридистого рутения и осмия. Сульфиды представлены исключительно лауритом, который образует идиоморфные выделения во внутренних частях зерен хромита. Помимо указанных минералов платиновой группы (МПГ), в интерстициях хромитовых зерен встречаются зерна никелина с примесью платиноидов – Ru, Rh (до 1 мас. %). В хромититах

месторождения *Большой Башарт* отмечается значительное число в разной степени окисленных зерен МПГ, первоначально представленных как сульфидами ряда лаурит-эрликманит, так и сплавами. Среди неизменных зерен в значительной степени преобладает лаурит (90% находок) и лишь в одном случае диагностирован самородный рутений. На *Малом Башарте* выявлено значительное количество включений лаурита, единичные зерна по составу соответствуют эрликманиту. Кроме того, обнаружено несколько зерен самородного рутения, ирарсита и руарсита. В хромититах *месторождения №33*, наряду с лауритом, встречены различные неназванные фазы ЭПГ варьированного состава: Ni-Fe-Ru-S, Ni-Fe-Ir, Rh-Ni-As, Ru-Rh-Ir-Ni, Ru-Ni-Fe-Os. Значительное количество находок МПГ сделано в месторождении *Акбура*, которое локализовано вблизи границы крупных дунитовых тел мантийной части разреза и переходного верлит-клинопироксенитового комплекса. Здесь преобладают дисульфиды ряда лаурит-эрликманит с широкой вариацией Ru/Os отношения. На рудопроявлениях *Шигаево-1*, *Шигаево-2* и *Ключевском* выявлены только включения лаурита, на *Придорожном* наряду с лауритом встречены отдельные включения руарсита. В хромититах восточной части массива Южный Крака (*Безымянное, №18*) хромититы содержат мелкие включения сульфида иридия, в котором присутствуют также (в мас. %) Cu (4.88–7.77), Ni (3.2–4.5), Rh (5.34–8.01), Fe (до 1), на проявлении *Устье Большого Лога* встречена минеральная фаза состава Rh-Cu-Sb. Необычная геохимическая специализация МПГ характерна для рудопроявлений массива Узянский Крака. В хромититах *Орловского* проявления обнаружены зерна холлингвортита (RhAsS), а также фазы Rh-Ni-Sb, Ni-Co-PGE-S и Ir-Ni-As-S состава. В *Черной Речке* зерна хромита содержат включения Ru-Os-Ni-Co-S фазы.

Таким образом, наиболее распространенным минералом ЭПГ является лаурит. Для него характерно преобладание выделений изометричной формы, обычно с высокой степенью идиоморфизма. Лаурит обычно образует включения во внутренних частях зерен хромита и встречается совместно с амфиболами. Он может образовывать как мономинеральные выделения МПГ, так и сростки, где играет роль матрикса, а более мелкие включения образованы сплавами ЭПГ, оксидными фазами, редко – эрликманитом. В отличие от дисульфидов ЭПГ, сульфоарсениды (ирарсит, руарсит и холлингвортит) как правило тяготеют к интерстициям в зернах хромита или тонким трещинам. Помимо минералов данной группы, также в интерстициях и серпентиновых участках в хромититах сделаны находки всех более редких минералов ЭПГ – сульфидов сложного состава, сплавов и оксидных фаз состава Os-Ir-Ru, неназванными минеральными фазами разнообразного состава. Для всех перечисленных выделений характерны ксеноморфные очертания, зачастую губчатая морфология, неоднородность.

В пределах **Главного рудного поля Кемпирсайского массива** были изучены хромититы месторождения Алмаз-Жемчужина и Геофизическое-VII [Saveliev et al., 2023]. Минералы платиновой группы встречены во всех изученных образцах, обнаружены они исключительно внутри зерен хромита и обычно имеют очень малые размеры – от долей мкм до 3–5 мкм, в единичных случаях – до 10 мкм. Вместе с тем одной интересной особенностью выделений МПГ в зернах хромита во всех изученных образцах является тесная их ассоциация с включениями гидроксил-содержащих силикатных минералов – амфибола, реже – хлорита. В образцах хромититов месторождения Геофизическое-VII по составу МПГ относятся к дисульфидам ряда лаурит-эрликманит с общей формулой $(Ru,Os,Ir)S_2$ и переменными отношениями между элементами платиновой группы. В составе некоторых выделений значительно преобладает иридий, и их формула приближается к IrS_2 . Часть выделений представлена сульфоарсенидами ЭПГ, близкими к составу ирарсита. В некоторых зернах хромита выявлены твердые растворы платиноидов состава Ru-Os-Ir-Fe. В некоторых случаях зёрна МПГ ассоциируют с хлоритом. Из других ЭПГ в составе сульфидов ряда лаурит-эрликманит отмечается постоянная примесь родия в количестве до 3 мас. %, в сульфоарсенидах иридия его концентрация увеличивается до 5–6 мас. %. В единичных зернах МПГ отмечается примесь платины в количестве 1–2 мас. %, также выявлено 1

выделение самородной меди, содержащей 7 мас. % Pt. Палладий в изученных минералах не установлен.

В образцах хромититов месторождения Алмаз-Жемчужина все выделения МПГ можно разделить на однородные и полиминеральные. Однородные выделения преобладают (60%), по составу они относятся к дисульфидам ряда лаурит-эрликманит с общей формулой $(Ru,Os,Ir)S_2$ и переменными отношениями между ЭПГ. В полиминеральных выделениях МПГ ведущая роль принадлежит иридию. Иридий встречается в виде следующих фаз: самородный, осмиевый иридий и существенно иридиевая разновидность сульфида, который рассчитывается на формулу, близкую к иридису (15%). Сульфоарсениды представлены как существенно иридиевой – ирарсит (около 10%), так и осмиевой – осарсит (около 10%) разновидностями. Примерно в сопоставимых количествах встречаются сульфиды комплексного Ni-Cu-PGE состава (менее 10%) с варьирующими соотношениями металлов, преимущественно они представлены куваевитом [Вишневецкий, Савельев, 2023].

Выделения минералов ряда лаурит-эрликманит обычно характеризуются высокой степенью идиоморфизма, часто зерна МПГ находятся в «амфиболовых ловушках» с различными площадными соотношениями, иногда они содержат субмикронные включения этого минерала. В строении полиминеральных выделений МПГ также часто присутствуют и играют главную роль минералы ряда лаурит-эрликманит, второстепенными при этом являются включения сульфидов, сульфоарсенидов и самородного иридия (либо фаз Os-Ir, Ir-Os). В некоторых случаях сростки представлены только минералами иридия переменного состава. Полиминеральные выделения МПГ могут также находиться в тесной ассоциации с амфиболом.

В зернах рудообразующих хромшпинелидов **Аккаргинского массива** выявлено 79 выделений МПГ, которые представлены сплавами, сульфидами, сульфоарсенидами [Saveliev, 2024b]. Все выделения характеризуются мелкими размерами, при этом подавляющее большинство из них меньше 7 мкм, и только незначительная часть имеет размеры 7–14 мкм. По минеральному составу выделений их можно разделить на четыре группы (по уменьшению количества находок): 1) сульфоарсениды Ir-Ru-Os при ведущей роли иридия, 2) дисульфиды ряда лаурит-эрликманит, 3) сплавы Os-Ir состава, 4) сульфиды сложного состава (Ir, Ru, Ni, Cu). При рассмотрении всей выборки, примерно половина находок представлена минералами первой группы (48%), сопоставима роль дисульфидов Ru-Os (26%) и сплавов Os-Ir состава (22%), реже встречаются сульфиды состава Ir-Ni-Cu (4%).

Подавляющее количество находок дисульфидов ряда лаурит-эрликманит сделано во внутренних областях зерен хромита, реже они находятся в краевых частях зерен либо на границе первичного хромшпинелида с каймой, обогащенной железом. Во многих случаях выявляется тесная пространственная ассоциация зерен МПГ с гидроксил-содержащими минералами, главным из которых является амфибол, реже – хлорит. В противоположность этому, сульфоарсениды IPGE найдены преимущественно в интерстициальном серпентине, который заполняет хрупкие трещины в зернах хромита, а также внутри крупных выделений серпентина во внутренних частях зерен хромита. Включения сплавов и сульфидов состава Ir-Ni-Cu-S чаще всего являются составной частью полиминеральных сростков МПГ, либо выполняют тончайшие («точечные») включения, рассредоточенные внутри зерен сульфидов основных металлов (BMS) и других МПГ. По внутреннему строению выделения МПГ могут быть разделены на однородные и полифазные. В последнем случае выделения представлены сростками двух или нескольких зерен МПГ, реже – сростками МПГ с сульфидами и арсенидами основных металлов. Как однородные, так и полифазные выделения МПГ часто обнаруживают идиоморфные очертания, близкие к кристаллографическим. В противоположность этому, другая часть полифазных выделений имеет «эмульсионное» строение с ксеноморфными очертаниями. Данные морфологические особенности больше всего характерны для сульфоарсенидов IPGE.

Обсуждение и выводы. Основными минералами ЭПГ в хромититах мантийных разрезов всех трех изученных массивов являются дисульфиды ряда лаурит-эрликманит и

сульфоарсениды с ведущей ролью иридия, подчиненным значением пользуются сплавы осмий-иридиевого состава, еще реже отмечаются купроиридсит и сульфиды ЭПГ и основных металлов (куваевит). В отличие от Кемпирсайских, дисульфиды Аккарги представлены исключительно лауритом, который обогащен иридием по сравнению с аналогичными минералами из хромититов Крака. Составы сплавов в целом сходны в Кемпирсайских и Аккаргинских хромититах, но в Аккаргинских хромититах не найдено самородных фаз с преобладанием рутения. Основным отличием МПГ Аккаргинских хромититов от таковых других массивов является ведущая роль в их составе сульфоарсенидов иридия, которые преимущественно приурочены к интерстициальному пространству между зернами хромита, заполненному серпентином либо хлоритом, а также неправильная морфология, неоднородность и губчатая структура выделений.

Для объяснения генезиса включений МПГ в хромититах подформных месторождений в литературе предложено несколько различных механизмов в зависимости от локализации, морфологии и состава включений. В одном из наиболее полных обзоров по данной проблеме [Gonzalez-Jimenez et al., 2014] проведена классификация выделений МПГ, согласно которой все изученные нами минералы попадают в тип 1 (обогащены IPGE), локализованы во внутренних частях зерен хромита без видимой связи с трещинами (подтип 1, в нашем случае – лаурит), а также подтипы 2 и 3, которые связаны с открытыми трещинами (2) или с краевыми частями зерен либо каймами замещения (3) (в нашем случае здесь преобладают сульфоарсениды IPGE).

В качестве основных гипотез для объяснения генезиса включений «тип 1/ подтип 1» обычно предлагаются следующие: 1) вхождение тугоплавких платиноидов в хромит при высоких мантийных температурах и выделение их в виде собственных фаз при остывании [Gijbels et al., 1974; Naldrett, Cabri, 1976]; 2) кристаллизация одновременно с хромитом из расплавов либо в ходе реакции расплав+перидотит [Auge, 1985; Gervilla et al., 2005]; 3) кристаллизация из просачивающихся сквозь ультрамафиты флюидов и/или расплавов [Талхаммер, 1996], в том числе «надкритических флюидов» [Distler et al., 2008].

Включения, относящиеся к подтипам 2 и 3, обычно интерпретируются как образованные в результате дестабилизации *in situ* ранее существовавших сульфидов или сульфоарсенидов Os-Ir-Ru [Gonzalez-Jiménez et al., 2014]. Предполагается, что начальная стадия процесса ведет к формированию «губчатой» структуры, некоторому выносу серы и частичному замещению IPGE на Cu, Fe. Продвинутые стадии процесса ведут к полному замещению первичных минералов с образованием вторичного сплава или оксида платиновой группы [Augé, Legendre, 1994; Gonzalez-Jiménez et al., 2014]. В изученных нами образцах в подавляющем большинстве случаев сохраняется состав первичных сульфоарсенидов, но наблюдаются морфологические изменения, «губчатое» внутреннее строение зерен и некоторый рост содержания Fe. Отмечено только несколько случаев образования оксидов IPGE, а сплавы встречены как в позиции 2 и 3, так и в позиции 1, что не позволяет однозначно говорить об их вторичной природе. Таким образом, можно заключить, что сульфоарсениды в изученных образцах не испытали значительной трансформации, а могли изначально образоваться в интерстициальном пространстве хромититов.

Природа включений МПГ в хромититах подформных месторождений до сих пор дискуссионна и вряд ли может быть объяснена в рамках простой модели. Вместе с тем изученные нами выделения характеризуются набором повторяющихся характеристик, которые приводят к выводу о ведущей роли в их генезисе субсолидусных процессов [Saveliev et al., 2023; Saveliev, 2024b]. Во-первых, повышенные концентрации платиноидов всегда устанавливаются в хромититах, причем они растут от вкрапленных руд к массивным. Этот факт не согласуется с «расплавными» моделями, которые выделяют хромит и МПГ из базальтоидных расплавов [Gonzalez-Jimenez et al., 2014] и, напротив, говорит в пользу первой гипотезы о «предсуществующих повышенных концентрациях» МПГ в мантийном хромите. Во-вторых, включения МПГ часто заключены внутри зерен хромита (лаурит-эрликманит), что не согласуется с «флюидным» генезисом минерализации, который в то же

время может быть вполне реален для включений МПГ (сульфоарсенидов IPGE), ассоциирующих с интерстициями в зернах хромита.

Исследования проведены за счет гранта РФФ, проект №22-17-00019.

Список литературы

Вишневский А.В., Савельев Д.Е. Куваевит в платинометальной минерализации хромитов кемпирсайской группы месторождений (Северный Казахстан) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал / Материалы VIII Всероссийской конференции с международным участием. Новосибирск, 2023. С. 44–45.

Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И., Орфаницкий В.Л., Андреев М.И., Сначев В.И., Даниленко С.А., Черкасов В.Л., Ченцов А.М., Жарикова Л.Н., Ключко А.А. Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.

Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Вишневский А.В. Платинометальная минерализация магматических комплексов Южного Урала: геолого-геодинамическая характеристика формаций, вопросы генезиса и перспективы // Геодинамика и тектонофизика, 2021. Т. 12(2). С. 409–434.

Талхаммер Т.В. Ассоциации минералов платиновой группы в массивных хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового комплекса (Южный Урал) как проявление мантийного метасоматоза // Записки ВМО, 1996. Т. 125(1). С. 25–36.

Auge T., Legendre O. Platinum-group element oxides from the Pirogues ophiolitic mineralization, New Caledonia: origin and significance // Economic Geology, 1994. V. 89. P. 1454–1468. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.89.7.1454>

Augé T. Platinum-group mineral inclusions in ophiolitic chromitite from the Vourinos Complex. Greece // Can. Mineral., 1985. V. 23. P. 163–171.

Distler V., Kryachko V., Yudovskaya M. Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai ophiolite complex // Mineral. Petrol., 2008. V. 92. P. 31–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0207-3>

Garuti G., Pushkarev E.V., Gottman I.A., Zaccarini F. Chromite-PGM Mineralization in the Lherzolite Mantle Tectonite of the Kraka Ophiolite Complex (Southern Urals, Russia) // Minerals, 2021. V. 11 (1287). <https://doi.org/10.3390/min11111287>

Gervilla F., Proenza J.A., Frei R., González-Jiménez J.M., Garrido C.J., Melgarejo J.C., Meibom A., Díaz-Martínez R., Lavaut W. Distribution of platinum-group elements and Os isotopes in chromite ores from Mayarí-Baracoa Ophiolite Belt (eastern Cuba) // Contrib. Mineral. Petrol., 2005. V. 150. P. 589–607. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0039-2>

Gijbels R.H., Millard H.T., Deborough G.A., Bartel A.J. Osmium, ruthenium, iridium and uranium in silicates and chromite from the eastern Bushveld Complex, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta, 1974. V. 38. P. 319–337. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90113-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90113-6)

González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Chromitites in ophiolites: How, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // Lithos, 2014. V. 189. P. 127–139. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.016>

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // J. Petrol., 1997. V. 38. P. 1419–1458. <https://doi.org/10.1093/etroj/38.10.1419>

Melcher F. Base metal – platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: characterization and significance for mineral systematics // Mineral. Petrol., 2000. V. 68. P. 177–211. <https://doi.org/10.1007/s007100050009>

Naldrett A.J., Cabri L.J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Econ. Geol., 1976. V. 71. P. 1131–1158. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.71.7.1131>

Saveliev D.E., Makatov D.K., Vishnevskiy A.V., Gataullin R.A. Accessory minerals in the chromitite ores of Dzharlybutak Ore Group of Kempirsai massif (Southern Urals, Kazakhstan): clues for ore genesis // Minerals, 2023. V. 13 (263). <https://doi.org/10.3390/min13020263>

Saveliev D.E. PGM in chromitites of Kraka massifs (the Southern Urals): diversity and origin // Georesources, 2024a (in Press)

Saveliev D.E. Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences, 2024b. V. 273. 106273.

У-НВ-ТА-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СЛАНЦАХ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (УРАЛТАУ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Самигуллин

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
samigullinaidar85@gmail.com

Исследуемая территория расположена у границы восточного крыла антиклинория Уралтау с Магнитогорской мегазоной. Объектом изучения является месторождение плитчатого камня Талатшинское-2, которое находится в Баймакском районе Республики Башкортостан, в 2.0 км западнее с. Темясово, на излучине руч. Талатши. Оно было открыто в ходе геологического изучения Талатшинской площади в 2021 году В.Н. Никоновым. Месторождение представляет собой пластообразную субгоризонтальную приповерхностную залежь, сложенную слюдястыми кварцитами и сланцами. Оно локализовано в метаморфических породах максютовской серии среднего рифея (рис. 1).

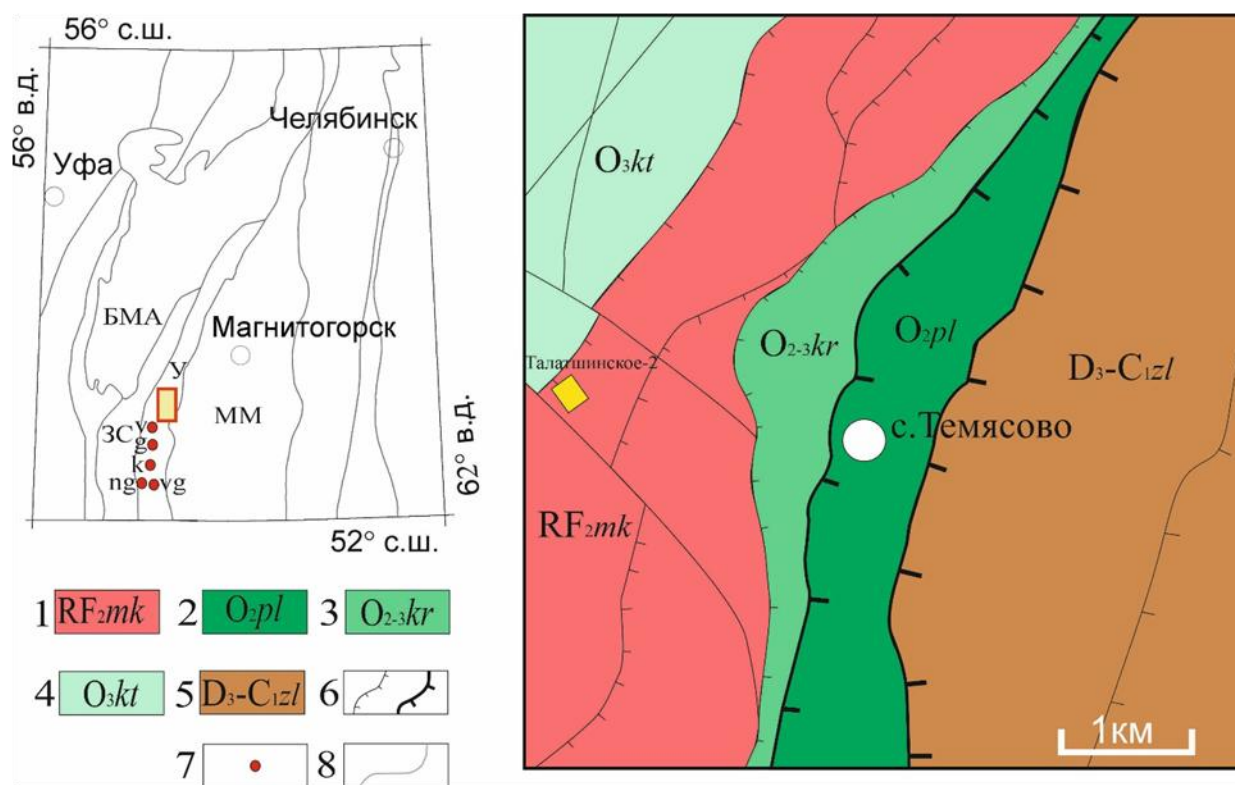


Рис. 1. Фрагмент государственной геологической карты N-40-XXIX [Монтин и др., 2015]

1 – максютовский комплекс; 2 – поляковская свита; 3 – кураганская свита; 4 – курташская свита; 5 – зилаирская свита; 6 – разрывные нарушения, 7 – месторождения плитчатого камня: v – Вознесенское, g – Гайсинское, k – Касимовское, ng – Нижнегалеевское, vg – Верхнегалеевское; 8 – границы крупных геологических структур: БМА – Башкирский мегантиклинорий, У – антиклинорий Уралтау, ЗС – Зилаирский синклинорий, ММ – Магнитогорская мегазона.

Породообразующие минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и мусковитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, ксенотимом, колумбитом и фергюсонитом. Характерной особенностью циркона с кристаллохимической формулой $Zr_{0.84-0.94}Nb_{0.03-0.06}Y_{0.02-0.04}Th_{0.01-0.02}Hf_{0.01-0.02}Ta_{0.01}O_{3.96-4.03}[Si_{0.98-1.01}O_4]$ является примесь редкометалльных и редкоземельных элементов. Содержания (в мас. %) Hf_2O_3 достигают 2.19, Y_2O_3 – 3.94, Nb_2O_5 – 5.21, Th_2O_3 – 2.11, Ta_2O_5 – 1.45 (табл. 1).

Зёрна циркона обладают различным обликом – ксеноморфным и идиоморфным, их размер составляет 10–100 мкм (рис. 2 а, в).

Таблица 1

Химический состав циркона (мас. %)

| № п/п | SiO ₂ | ZrO ₂ | Hf ₂ O ₃ | Y ₂ O ₃ | Nb ₂ O ₅ | ThO ₂ | Ta ₂ O ₅ | Всего |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------|
| 1 | 31.28 | 66.96 | 1.06 | <по | <по | <по | <по | 99.30 |
| 2 | 31.20 | 66.44 | 2.19 | <по | <по | <по | <по | 99.83 |
| 3 | 32.20 | 67.56 | 1.42 | <по | <по | <по | <по | 101.18 |
| 4 | 32.51 | 65.74 | 1.04 | <по | <по | <по | <по | 99.29 |
| 5 | 32.37 | 66.27 | 1.18 | <по | <по | <по | <по | 99.82 |
| 6 | 30.56 | 60.94 | 1.41 | 2.04 | 3.51 | 0.66 | <по | 99.12 |
| 7 | 28.83 | 57.28 | 1.60 | 3.94 | 5.21 | 2.11 | 1.45 | 100.42 |

Примечание. <по – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Монацит с кристаллохимической формулой (Ce_{0.41–0.45}Nd_{0.21–0.24}La_{0.19–0.23}Pr_{0.05–0.06}Sm_{0.04–0.05}Gd_{0.02–0.03}Th_{0–0.01}Eu_{0–0.01}Y_{0–0.01}Dy_{0–0.01})_{0.96–1.05}[P_{0.99–1.01}O₄] представлен ксеноморфными зёрнами с субизометричным обликом. Размеры зерен достигают 65 мкм (рис. 2 с). Особенностью изученных монацитов является присутствие тяжелых редкоземельных элементов (HREE), содержания которых достигают в мас. % – Gd₂O₃ 1.96, Dy₂O₃ 0.63, а также Th₂O₃ 1.18 (табл. 2).

Таблица 2

Химический состав монацита (мас. %)

| № п/п | P ₂ O ₅ | Y ₂ O ₃ | La ₂ O ₃ | Ce ₂ O ₃ | Pr ₂ O ₃ | Nd ₂ O ₃ | Sm ₂ O ₃ | Eu ₂ O ₃ | Gd ₂ O ₃ | Dy ₂ O ₃ | ThO ₂ | Всего |
|-------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|--------|
| 1 | 30.55 | <по | 13.81 | 30.84 | 3.17 | 15.03 | 2.99 | <по | 1.7 | 0.59 | 0.83 | 99.51 |
| 2 | 30.15 | <по | 14.41 | 31.36 | 2.95 | 14.51 | 2.79 | 0.88 | 1.84 | <по | 1.18 | 100.07 |
| 3 | 29.65 | <по | 14.79 | 30.91 | 3.3 | 14.76 | 2.89 | 0.83 | 1.96 | <по | 0.72 | 99.81 |
| 4 | 30.45 | <по | 15.13 | 31.56 | 3.24 | 14.27 | 2.97 | <по | 1.61 | <по | 0.68 | 99.91 |
| 5 | 30.46 | <по | 14.32 | 31.08 | 3.20 | 14.88 | 2.64 | <по | 1.80 | <по | 0.95 | 99.33 |
| 6 | 30.74 | 0.83 | 15.84 | 28.42 | 3.44 | 15.55 | 2.66 | <по | 1.91 | 0.63 | 0.53 | 100.55 |

Примечание. <по – содержание элемента ниже предела обнаружения.

Колумбит с кристаллохимической формулой (Fe_{0.85–0.94}Zr_{0.04–0.07}Th_{0.03–0.04}K_{0.01–0.02}Ce_{0–0.01}Nd_{0–0.01})_{1.00–1.02}(Nb_{1.89–1.94}Ta_{0.04–0.06}Ti_{0.03–0.05})_{1.98–2.01}O₆ представлен ксеноморфными зёрнами размером до 20 мкм (рис. 5 d). Характерными являются примеси, достигающие в мас. %: Zr₂O₃ – 4.05, Ta₂O₅ – 2.97, Ce₂O₃ – 0.37, Nd₂O₃ – 0.32, Th₂O₃ – 2.02 (табл. 3). Колумбит образует сростания с Nb-содержащим цирконом. Присутствуют отдельные переходные фазы между цирконом и колумбитом, в которых содержание Ta₂O₅ достигает 9.52 мас. % (рис. 2 d).

При изучении сланцев месторождения Талатшинское-2 была сделана первая находка фергюсонита в пределах антиклинория Уралтау. Характерными особенностями обнаруженного минерала являются примеси (в мас. %) As₂O₃ – до 1.82; ThO₂ – до 2.13; UO₂ – до 1 (табл. 4). Крайне редко встречающееся аномально высокое (до 5.98 мас. %) содержание в нем Dy, позволяет назвать найденный минерал Dy-фергюсонитом. Фергюсонит локализован внутри зёрен калиевого полевого шпата, представлен ксеноморфными зёрнами скелетного (рис. 3 а) и субизометричного облика (рис. 3 в).

Таблица 3

Химический состав колумбита (мас. %)

| № п/п | K ₂ O | TiO ₂ | FeO | Zr ₂ O ₃ | Nb ₂ O ₅ | Ce ₂ O ₃ | Nd ₂ O ₃ | Ta ₂ O ₅ | ThO ₂ | Всего |
|-------|------------------|------------------|-------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|--------|
| 1 | 0.73 | 3.36 | 21.54 | 3.20 | 65.59 | <по | <по | 2.91 | 1.83 | 99.16 |
| 2 | 0.64 | 3.38 | 19.82 | 3.52 | 66.40 | 0.37 | <по | 2.97 | 2.02 | 99.12 |
| 3 | 1.06 | 2.95 | 20.65 | 2.86 | 67.65 | <по | 0.32 | 2.12 | 1.68 | 99.29 |
| 4 | 0.87 | 3.70 | 21.02 | 2.55 | 66.66 | <по | <по | 2.71 | 1.79 | 99.30 |
| 5 | 2.18 | 3.29 | 19.62 | 4.05 | 66.82 | <по | <по | 2.90 | 1.80 | 100.66 |

Примечание. <по – содержание элемента ниже предела обнаружения.

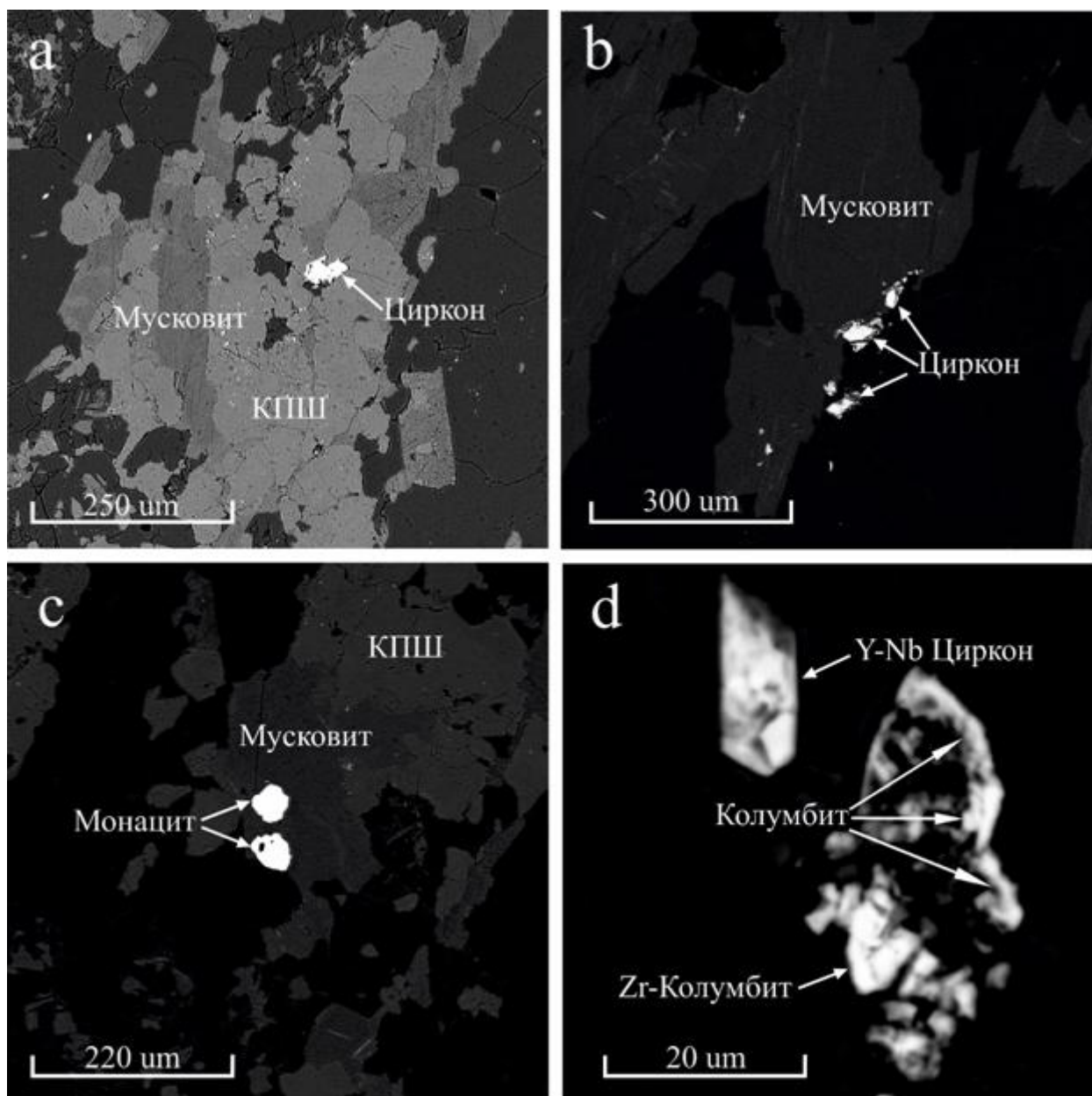


Рис. 2. BSE-изображения структур пород и редкометалльно-редкоземельных акцессорных минералов

а – гранитовая структура породы; b – циркон; с – монацит в мусковите; d – Zr-колумбит (колумбит с высоким содержанием циркония), Y-Nb-циркон (циркон со значительным содержанием иттрия и ниобия).

Таблица 4

Химический состав фергюсонита (мас. %)

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|
| TiO ₂ | 0.44 | 0.42 | 0.33 | 0.41 |
| As ₂ O ₃ | 1.18 | 1.65 | 1.82 | 1.01 |
| Y ₂ O ₃ | 30.81 | 31.06 | 31.24 | 30.3 |
| Nb ₂ O ₅ | 46.14 | 46.08 | 46.25 | 46.85 |
| Nd ₂ O ₃ | 0.91 | 0.76 | 0.62 | 0.53 |
| Sm ₂ O ₃ | 1.25 | 1.19 | 1.11 | 1.17 |
| Gd ₂ O ₃ | 3.07 | 3.08 | 2.91 | 3.26 |
| Dy ₂ O ₃ | 5.67 | 5.51 | 5.89 | 5.98 |
| Ho ₂ O ₃ | 1.09 | 0.92 | 1.27 | 1.16 |
| Er ₂ O ₃ | 3.14 | 2.96 | 3.50 | 3.31 |
| Yb ₂ O ₃ | 1.76 | 1.97 | 2.33 | 2.35 |
| Ta ₂ O ₅ | 1.53 | 1.93 | 1.81 | 1.86 |
| ThO ₂ | 2.13 | 1.82 | 1.08 | 1.89 |
| UO ₂ | 0.59 | 0.63 | 0.62 | 1.00 |
| Всего | 99.71 | 99.98 | 100.78 | 101.08 |

Кристаллохимические формулы:
 1 – (Y_{0.73}Dy_{0.08}Gd_{0.04}Er_{0.04}Yb_{0.02}Nd_{0.01}Sm_{0.01}Ho_{0.01})_{0.94} (Nb_{0.93}U_{0.02}Th_{0.02}Ta_{0.01}Ti_{0.01})_{0.99}O₄
 2 – (Y_{0.74}Dy_{0.08}Gd_{0.05}Er_{0.04}Yb_{0.03}Sm_{0.02}Nd_{0.01}Ho_{0.01})_{0.98} (Nb_{0.93}Th_{0.06}U_{0.02}Ta_{0.02}Ti_{0.01})_{1.04}O₄
 3 – (Y_{0.74}Dy_{0.08}Er_{0.05}Gd_{0.04}Yb_{0.03}Sm_{0.02}Ho_{0.02}Nd_{0.01})_{0.99} (Nb_{0.93}U_{0.02}Ta_{0.02}Th_{0.01}Ti_{0.01})_{0.99}O₄
 4 – (Y_{0.71}Dy_{0.09}Gd_{0.05}Er_{0.05}Yb_{0.03}Sm_{0.02}Ho_{0.02}Nd_{0.01})_{0.98} (Nb_{0.94}U_{0.03}Th_{0.02}Ta_{0.02}Ti_{0.01})_{1.02}O₄

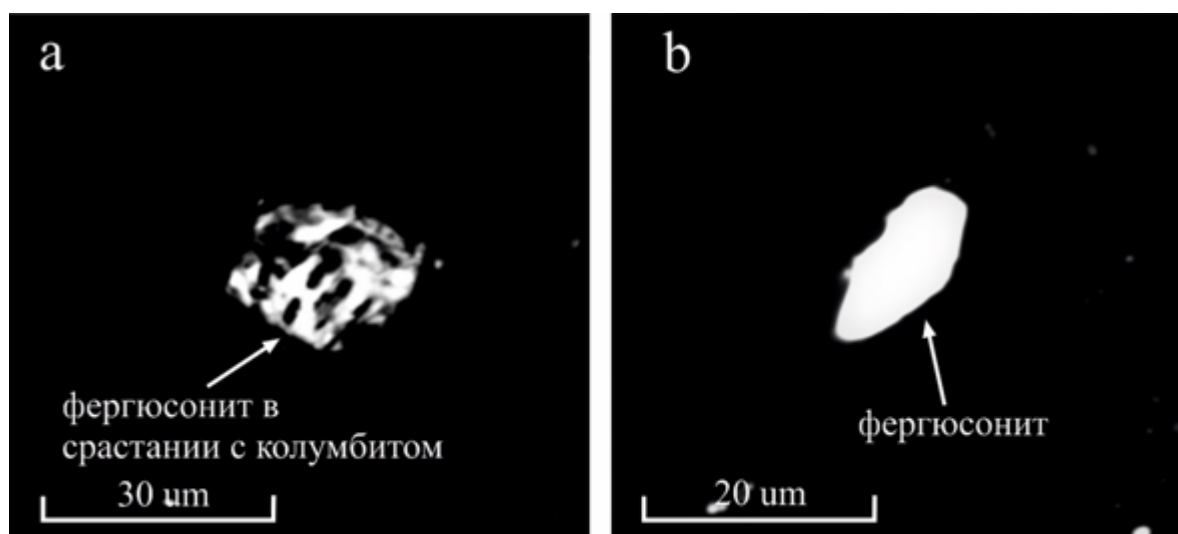


Рис. 3. BSE-изображение фергюсонита

Описанная выше Nb-Ta-Y минералогическая ассоциация нетипична для сланцев и кварцитов максютовской серии, но является типоморфной для гранитоидов субщелочного и щелочного ряда, которые расположены, в том числе в более северной части Урал-Тау (вендский барангуловский интрузивный комплекс в Учалинском районе Башкортостана) [Алексеев, 1976; Сначёв и др., 2012; Сначёв, 2017].

Впервые в пределах антиклинория Уралтау обнаружен фергюсонит с высоким содержанием Dy. Редкометалльно-редкоземельная Y-Nb-Ta минерализация с примесью Th, Hf и U, представленная ассоциацией фергюсонита, колумбита, монацита и циркона, является типоморфной для субщелочных гранитоидов. Принимая во внимание петрографические

особенности, повышенные содержания ниобия и циркония, а также структурные разногласия с окружающими породами, можно сделать вывод о магматическом протолите для сланцев Талатшинской площади.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН (тема № FMRS-2022-0012).

Список литературы

Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-тау. М.: «Наука», 1976. 226 с.

Монтин С.А., Левина Н.Б., Батрак И.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX – Сибай. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с.

Сначев В.И., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Первые находки Та-Nb минерализации в гранитах западного склона Южного Урала // ДАН, 2012. Т. 445. №4. С. 441–444.

Сначёв В.И. Перспективы гранитоидов Барангуловского массива на тантал-ниобиевое оруденение, зона Уралтау // Руды и металлы, 2017. №1. С. 33–39.

ГИПЕРГЕННЫЕ СУЛЬФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЧЕРНОСЛАНЦЕВОГО РАЗРЕЗА ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО РИФЕЯ (Д. КАГАРМАНОВО, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Самигуллин, С.В. Мичурин

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
samigullinaidar85@gmail.com*

Геологические, минералогические, изотопные и геохимические особенности пород разреза зигазино-комаровской свиты среднего рифея около д. Кагарманово в Белорецком районе Республики Башкортостан подробно рассматривается в публикациях многих предшественников [Ковалев, Мичурин, 2005; Сначев и др., 2012]. Позднее, в 2022 году, А.А. Самигуллиным, при геологическом изучении разреза обнаружены тонкие светло-серые и желто-коричневые прослои, а также многие белые и желтые наросты и натеки гипергенных образований площадью несколько десятков дм^3 , которые издавали значительный запах сероводорода и в нескольких местах были приурочены к уже полуоплывшим выходам черных углеродсодержащих сланцев. Поведение сульфатных минералов в зоне окисления сульфидных и колчеданных месторождений привлекает значительное внимание у исследователей [Jamieson et al., 2005; Белогуб, 2009; Русаль, 2015; Блинов, 2016; Paramanick et al., 2021]. К тому же уникальность этого разреза заключается в том, что обнаруженных обильных гипергенных образований не было 10–15 лет назад. Они формируются прямо сейчас, образно говоря, на наших глазах, и, как установлено, являются водорастворимыми и легко выщелачиваются.

Полученные данные показывают, что в Кагармановском разрезе гипергенные сульфаты приурочены только к выходу черных сланцев [Самигуллин, Мичурин, 2024]. Ранее отмечено [Ковалев, Мичурин, 2005], что породы разреза тектонизированы, образуют микроскладки, часто будинированы, сланцы рассланцованы, сильно дислоцированы, иногда контакты между слоями в силу разных реологических характеристик пород представляют собой тектонические зоны, выполненные глинистым материалом светло-желтого цвета. Кроме того, черные сланцы в рассматриваемом разрезе имеют наибольшие содержания сульфидов и

$S_{\text{орг}}$, равных соответственно >1 и 2,6 мас. % [Мичурин и др., 2004]. Сульфиды представлены преимущественно пиритом. Его изотопный состав серы характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от 8,9 до 16,4 ‰ и резко отличается от такового в сульфидах из зеленовато-серых сланцев ($\delta^{34}\text{S}$ равно от –11,1 до –1,4 ‰). Фиксируется четкое увеличение положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ в зависимости от роста в черных сланцах количества сульфидов, что указывает на сульфатный источник серы при их образовании и процессов сульфат-редукции, протекающих, наиболее вероятно, с участием органического вещества [Мичурин и др., 2004].

Все это создает определенные предпосылки для образования вторичных сульфатных минералов в зоне гипергенеза. Рассланцеванность и дислоцированность предполагает большое количество трещин, которые могли быть путями движения водных или газовых растворов. Наличие больших количеств сульфидов железа и органического вещества также являются благоприятными факторами для образования гипергенных сульфатов по сульфидам.

По результатам рентгенофазового анализа и энергодисперсионного микроанализа обнаруженные светлые и желтые наросты в разрезе Кагарманово представлены в основном смесью сульфатов Fe, Al, Mg (табл., рис). В пробах желтого цвета преимущественное развитие имеют минералы группы копиапита с общей кристаллохимической формулой $\text{XR}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2\text{20}(\text{H}_2\text{O})$, где X может быть представлен в основном Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Al, Ca, Cu, а R – Fe^{3+} или Al. В пробах белого цвета главным образом развит пиккерингит, $\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4\text{22}(\text{H}_2\text{O})$. Установлены также алуноген ($\text{Al}_2(\text{H}_2\text{O})_{12}(\text{SO}_4)_3\text{5H}_2\text{O}$) и эпсомит ($\text{Mg}(\text{SO}_4)\text{7H}_2\text{O}$).

Таблица

**Химический состав сульфатных минералов
(данные электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом)**

| № п/п | MgO | Al ₂ O ₃ | SO ₃ | FeO | Всего |
|-------|------|--------------------------------|-----------------|-------|-------|
| 1 | 3.65 | 10.38 | 36.49 | <ПО | 50.52 |
| 2 | 4.43 | 11.54 | 43.31 | <ПО | 59.28 |
| 3 | 4.58 | 12.60 | 39.74 | <ПО | 56.92 |
| 4 | 4.70 | 13.25 | 39.6 | <ПО | 57.55 |
| 5 | 4.46 | 12.55 | 39.48 | <ПО | 56.49 |
| 6 | 3.09 | 10.72 | 39.12 | <ПО | 52.93 |
| 7 | 4.86 | 13.40 | 41.29 | <ПО | 59.55 |
| 8 | 4.84 | 13.08 | 40.02 | <ПО | 57.94 |
| 9 | 4.48 | 11.57 | 43.97 | <ПО | 60.02 |
| 10 | 4.42 | 12.32 | 39.05 | <ПО | 55.79 |
| 11 | 5.23 | 12.49 | 46.33 | <ПО | 64.05 |
| 12 | <ПО | 17.66 | 43.99 | 3.87 | 65.52 |
| 13 | <ПО | 17.19 | 43.54 | 3.94 | 64.67 |
| 14 | <ПО | 17.12 | 43.99 | 4.51 | 65.62 |
| 15 | <ПО | 2.83 | 44.99 | 26.53 | 74.35 |
| 16 | <ПО | 4.10 | 43.85 | 25.64 | 73.59 |
| 17 | <ПО | 2.00 | 44.32 | 26.82 | 73.14 |
| 18 | <ПО | 3.78 | 43.96 | 24.75 | 72.49 |

Примечание. Номера анализов 1–11 – отвечают составу пиккерингита, 12–14 – алуногена, 15–18 – минералам группы копиапита. <ПО – меньше предела обнаружения.

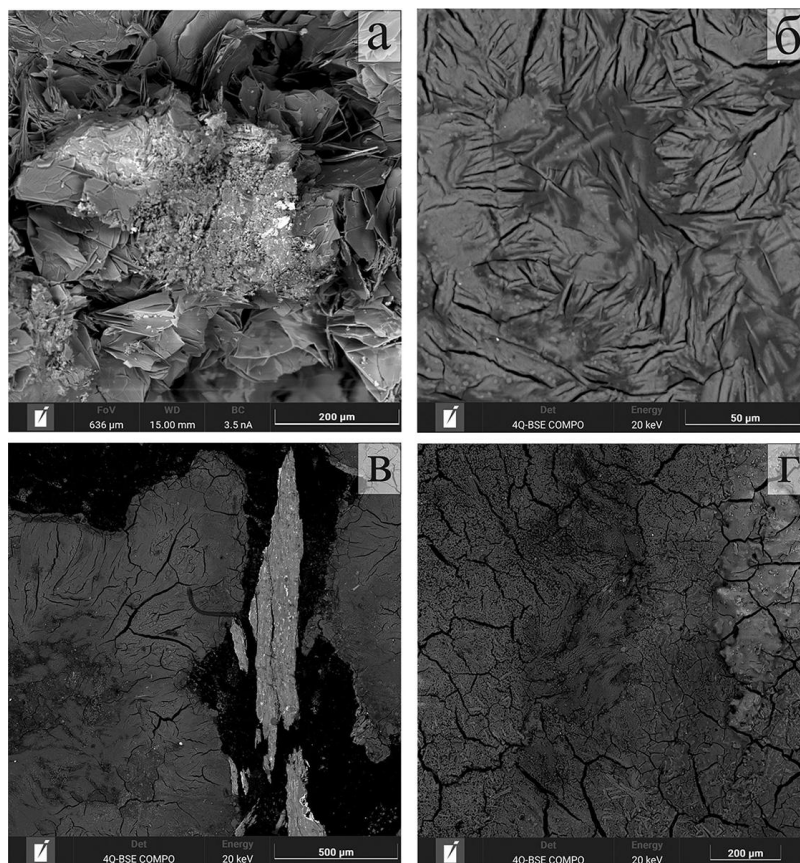


Рис. BSE-изображения гипергенных сульфатных минералов разреза Кагарманово

а – минералы группы копиапита, б – пиккерингит, в – алуноген, г – алуноген и эпсомит.

Минералы группы копиапита установлены по отражениям 18.41, 9.25, 5.59, 3.59 Å [Bayliss, Atencio, 1985] или 17.59, 8.96, 5.57, 3.54 Å [Fanfani et al., 1973]. Пиккерингит выявлен по рефлексам 4.79, 4.11, 4.16, 2.68 Å [Parafiniuk, 1991], алуноген – по 4.48, 13.34, 3.88, 3.70 Å [Fang, Robinson, 1976]. Минералы группы копиапита образуются в гипергенных условиях при химическом выветривании железосодержащих минералов, особенно сульфидов, окисление которых обычно и приводит к образованию безводных и водных сульфатов, гидроксисульфатов и других соединений [Jamieson et al., 2005; Белогуб, 2009; Блинов, 2016; и многие другие]. Все эти явления, наиболее вероятно, присутствовали и происходят в настоящее время в сульфидизированных черных сланцах кагармановского разреза, обогащенных органическим веществом.

Строение зон окисления и характер протекающих в них процессов зависят от некоторых региональных (климатический, морфолого-тектонический и другие) и различных локальных (минеральный состав, структурные и текстурные особенности пород, их условия залегания) факторов. Реакции окисления сульфидов являются экзотермическими и сопровождаются выделением значительного количества теплоты. Когда сульфидные руды вступают в непосредственное соприкосновение с большим количеством кислорода, процессы окисления сульфидов могут протекать очень интенсивно с повышением температуры до 300°C и выше с выделением обильного количества удушливых газов. Ранее фиксировалось, что интервал развития черных сланцев в разрезе Кагарманово испытал воздействие наиболее высоких температур вплоть до 320–390°C [Мичурин и др., 2004]. Вероятно, это явилось отражением протекавших здесь экзотермических процессов окисления сульфидов, происходивших ранее.

В условиях зоны гипергенеза формирование вторичных минералов на различных типах геохимических барьеров является только промежуточным этапом в процессах переноса

элементов. Например, показано [Русаль, 2015], что сравнительно маловодные сульфаты группы роценита не образуются непосредственно по сульфидам, а являются продуктами дегидратации более водных членов сульфатного ряда: пиккеренгита, галотрихита и других, причем почти полностью заимствуют их катионный состав. Из этого следует, что наблюдаемые сегодня гипергенные сульфаты, сформированные по сульфидам из черных сланцев кагармановского разреза, не «долговечны», а являются только небольшой частью, временным явлением, в окислительно-восстановительных процессах преобразования геологических отложений.

Таким образом, в обнажении Кагарманово зигазино-комаровской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория впервые выявлена поздняя гипергенная сульфатная минерализация, развивающаяся по сульфидизированным черным углеродсодержащим сланцам. Установлено присутствие минералов групп копиапита, галотрихита (пиккерингит), эпсомита (эпсомит), алуногена. Образование минералов происходило на геохимическом барьере и является промежуточным этапом в процессе миграции и распределении элементов в условиях зоны гипергенеза. Сульфатные образования разреза представляют собой большой интерес для дальнейших минералогических исследований, вероятно, может быть открыто несколько новых минеральных видов.

Исследование выполнено в рамках Госзаданий ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0012 и № FMRS-2022-0015.

Список литературы

Белогуб Е.В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2009. 40 с.

Блинов И.А. Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург, 2016. 23 с.

Ковалев С.Г., Мичурин С.В. Геохимическая специализация углеродсодержащих толщ западного склона Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 3. С. 281–291.

Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Черникова Т.И. Изотопные и термобарогеохимические особенности углеродисто-глинистых сланцев в сложнодислоцированных зонах западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 4. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2004. С. 130–136.

Русаль О.С. Гипергенные сульфаты группы роценита Шерловогорского олово-полиметаллического месторождения Забайкальского края // Вестник Томского государственного университета, 2015. № 400. С. 414–419.

Самигуллин А.А., Мичурин С.В. Первые данные по гипергенной минерализации чёрных сланцев разреза Кагарманово зигазино-комаровской свиты среднего рифея (Южный Урал) // Геологический вестник, 2024. № 2. С. 117–129.

Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 2012. 208 с.

Bayliss P., Atencio D. X-ray powder-diffraction data and cell parameters for copiapite-group minerals // Can Mineral, 1985. V. 23. P. 53–56

Jamieson H.E., Robinson C., Alpers C.N., McCleskey R.B., Nordstrom D.K., Peterson R.C. Major and trace element composition of copiapite-group minerals and coexisting water from the Richmond mine, Iron Mountain, California // Chemical Geology, 2005. V. 215. P. 387–405.

Fang J.H., Robinson P.D. Alunogen, $Al_2(H_2O)_{12}(SO_4)_3 \cdot 5H_2O$: Its atomic arrangement and water content // Am. Min., 1976. V. 61. Iss. 416. P. 311–317.

Fanfani L., Nunzi A., Zanazzi P.F., Zanzari A.R. The copiapite problem: the crystal structure of a ferrian copiapite // Am. Mineral., 1973. V. 58. P. 314–322.

Parafiniuk J. Fibroferrite, slavikite and pickeringite from the oxidation zone of pyrite-bearing schists in Wieściszowice (Lower Silesia) // Mineralogia Polonica, 1991. V. 22. P. 3–16.

Paramanick S., Rajesh V.J., Praveen M.N., Sajinkumar K.S., Bhattacharya S. Spectral and chemical characterization of copiapite and rozenite from Padinjara in Wayanad, Southern India: Possible implications for mars exploration // Chem. Geol., 2021. V. 575.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВТОРИЧНОГО ИЗМЕНЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Е.Ю. Сидорова, Л.М. Ситдикова

*Институт геологии и нефтегазовых технологий,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань
lena353@list.ru*

В пределах Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов (центральная часть Волго-Уральской антеклизы) породы кристаллического фундамента повсеместно подвергнуты процессам выветривания [Лапинская, 1967; Ситдилов, 1968]. Кора выветривания (КВ) залегает на достаточно больших глубинах под мощным покровом отложений осадочного чехла, поэтому в соответствии с возрастом вышележащих пород выделяются доавалинские (рифей-венд), доэйфельские, доживетские и дофранские коры выветривания.

Кристаллический фундамент данного региона характеризуется сложной геологической структурой с сильной тектонической расчлененностью, сформированной системой блоков и разломов различного порядка и протяженности, что в свою очередь способствовало развитию процессов выветривания. Основные разности пород фундамента, подвергшиеся выветриванию, представлены метаморфическими (гнейсы, кристаллосланцы и др.) и в меньшей степени магматическими (габбродолериты, габбронориты и др.) комплексами [Лапинская, 1967; Ситдилов, 1968; Кристаллический фундамент ..., 1996]. Степень сохранности КВ связана с более поздней историей развития территории, так в областях поднятий фундамента (центральная часть сводов) в результате эрозии она была целиком или частично разрушена с сохранением нижних зон профиля или переотложена в участках понижений фундамента. Наибольшую сохранность и мощность КВ имеет в зоне межблоковых грабен и по периферии сводовых поднятий.

Согласно морфологическим признакам выделена КВ нескольких типов: 1) **площадная**, покрывающая значительные площади и наиболее распространенная на изучаемой территории; 2) **линейная (линейно-трещинная)**, приуроченная к разрывным нарушениям в фундаменте и отличающаяся большей мощностью; 3) **трещинно-площадная**, имеющая признаки двух предыдущих типов. Обобщенный профиль площадной КВ включает в себя следующие зоны, сменяющиеся снизу-вверх [Сидорова, Ситдикова, 2013]: *дезинтеграции; цементации; гидратации и выщелачивания; окисления; вторичной гидратации*. Наличие всех перечисленных зон в разрезе КВ встречается нечасто, что обусловлено различными условиями формирования разновозрастных КВ, составом материнских пород фундамента, последующими размывом и переработкой продуктов выветривания. Отличительной особенностью данных КВ является инверсия профиля, связанная со вторичными (наложенными) преобразованиями верхних зон профиля под воздействием инфильтрационных процессов, которые действуют на КВ после ее перекрытия девонскими отложениями осадочного чехла. Авторами впервые подробно описаны эпигенетические процессы изменения КВ данного региона, приводящие к формированию инверсионного типа профиля выветривания, а также установлены их минералогические критерии и условия развития.

Формирование новообразованных гипергенных минеральных ассоциаций, и, в первую очередь, ассоциаций глинистых минералов имеет важное значение для вещественного состава КВ, при этом состав ассоциаций в значительной степени связан с минералогическими особенностями исходных пород фундамента. Глинистые минералы играют главную роль в составе КВ [Сидорова, Ситдикова, 2013], при этом смена их ассоциаций по профилю выветривания позволяет выделять различные зоны и устанавливать более поздние эпигенетические изменения.

К основным индикаторам вторичных преобразований изученных КВ относится, в первую очередь, новообразование хлорита и смешанослойных глинистых минералов типа иллит-сметтит, преобладание последних в составе глинистой компоненты, при увеличении смектитовой фазы и снижении процентного содержания каолинита. Кроме того, к отличительным признакам относится развитие карбонатизации (формирования сферолитов и скоплений сидерита, реже кальцита, магнезита или др.), пиритизации, окремнения (кварц в виде прожилков и скоплений вторичных зерен). Все перечисленные процессы затрагивают верхнюю часть профиля выветривания, могут проявляться в различной степени и мощности, что выражается в образовании зоны вторичной гидратации, а при наибольшей интенсивности процессов – инверсионного типа профиля. Известно, что в девонское время изученная территория неоднократно проходила в своем развитии смену регрессий-трансгрессий морских бассейнов [Тропольский, Эллерн, 1956; Ларочкина, 2008], что находит отражение в формировании вторичных изменений КВ на отдельных участках фундамента.

Известно, что КВ фундамента Северо- и Южно-Татарского сводов обладают повышенными фильтрационно-емкостными свойствами и признаками нефтеносности [Журавлев, 2009; Гатиятуллин, Баранов, 2013; Сидорова и др., 2016], что позволяет отнести их к нетрадиционным коллекторским зонам больших глубин. Важно отметить, что действие вторичных процессов изменения КВ отрицательно сказывается на коллекторских свойствах данной формации.

Таким образом, длительный континентальный период на территории Волго-Уральской антеклизы, в том числе, Северо- и Южно-Татарского сводов обусловил формирование КВ по породам фундамента, которые являются уникальным объектом для изучения процессов минералообразования древнего выветривания. Комплексное минералого-геохимическое изучение данной формации имеет важное практическое значение для создания полной картины развития Восточно-Европейской платформы и прогнозирования полезных ископаемых. Многолетние исследования и анализ геологического, геофизического и кернового материала глубокого бурения на изученной территории позволяют говорить, что особенности изученных КВ обусловлены временем ее формирования, климатом, составом исходных пород фундамента, геолого-тектоническим положением, интенсивным развитием различных процессов выветривания и действием вторичных наложенных процессов.

Список литературы

- Гатиятуллин Н.С., Баранов В.В.** Оценка поисковых критериев коры выветривания Северо-Татарского свода // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых мест-ий, 2013. №2. С. 4–7.
- Журавлев Е.Г.** Залежи нефти и газа в корах выветривания фундамента осадочных бассейнов // Литология и полезные ископаемые, 2009. №3. С. 329–334.
- Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтеносности / под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской.** Казань: Дента, 1996. 174 с.
- Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г.** Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967. 174 с.
- Ларочкина И.А.** Геологические основы поисков и разведки нефтегазовых месторождений на территории Республики Татарстан. Казань: изд-во ООО «ПФ Гарт», 2008. 210 с.
- Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М.** Ассоциации глинистых минералов древних кор выветривания – потенциальных коллекторских зон кристаллического фундамента Татарского свода // Георесурсы, 2013. №5(55). С. 3–7.
- Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М., Изотов В.Г., Хасанова Н.М.** Морфолого-генетические типы нетрадиционных коллекторских зон фундамента Татарского свода // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы 11-й Межрег. научнопрак. конференции, Уфа, 17–19 мая 2016 г. Уфа: ДизайнПресс, 2016. С. 73–75.
- Ситдигов Б.С.** Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Изд-во КГУ, 1968. 436 с.
- Тропольский В.И., Эллерн С.С.** Татария в девонский период. Казань: Таткнигоиздат, 1956. 69 с.

ГЕОМЕХАНИКА ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ В СПЛОШНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

Л.М. Ситдикова

*Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань
sitdikova8432@mail.ru*

Широкий комплекс геологических и геофизических исследований глубоких горизонтов земной коры, сопровождаемый бурением и изучением вещественных комплексов, свидетельствует, что на больших глубинах в формировании пород существенную роль играет флюидный режим. Проведенные исследования кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по данным Р.Х. Муслимова, В.Г. Изотова, Л.М. Ситдиковой и др. свидетельствуют, что комплекс преобразований горных пород и их эволюция на различных этапах формирования земной коры были связаны с активной миграцией глубинных флюидных систем, состав которых определил современный облик пород [Муслимов и др., 1996; Ситдикова, Изотов, 2003; Ситдикова, 2005].

В настоящее время факт активной миграции флюидных систем в кристаллических породах является практически установленным [Маракушев, 1965], однако формы и механизм миграции до настоящего времени остаются дискуссионными. Большинство исследователей миграция глубинных флюидов связывается с глубинными разломами земной коры. Однако исследования в районах развития метаморфических толщ свидетельствуют, что области флюидного воздействия широко распространены и в ненарушенных геологических толщах: поля метасоматитов, диафторические породы и целые гранито-гнейсовые массивы (купола), формирование которых без участия флюидных фаз невозможно.

Проводимые нами исследования метаморфических комплексов кристаллического фундамента Южно-Татарского свода с использованием материалов глубокого и сверхглубокого бурения свидетельствуют, что зоны метасоматических изменений пород фундамента часто не контролируются разломной тектоникой, хотя последняя играет большую роль при формировании этих пород. Можно сделать вывод, что при определенных геологических условиях глубинные флюиды могут мигрировать и через сплошные среды.

Кристаллический фундамент Волго-Уральского региона прошел ряд этапов геологической эволюции, в ходе которой его породные комплексы претерпели серию широких преобразований в связи с особенностями геодинамического развития и флюидного режима [Ситдикова, 2005]. Одной из форм миграции флюидов является миграция в виде мелких пузырьковых газовой-жидких включений (ГЖВ), широко распространенных в породообразующих минералах метаморфических пород фундамента.

Наибольшее распространение газовой-жидкие включения имеют в кварцевых зернах пород. Как показывают проведенные нами исследования, газовой-жидкие включения в минералах могут иметь различные формы в зависимости от условий образования. Во-первых, выделяются включения кристаллизационного типа, возникновение которых связано с захватом маточного раствора в ходе кристаллизации минерала. Включения такого типа широко изучены и температуры их гомогенизации и декрипитации являются геотермометрическими характеристиками. Во-вторых, и что характерно для изучаемых пород фундамента метаморфогенного происхождения, можно выделить газовой-жидкие включения, связанные с дислокационным механизмом возникновения, проявляющимся в ходе геомеханических процессов формирования и эволюции пород. Включения такого типа связаны с развитием линейных дислокаций в кристаллах, и, в первую очередь, в кварце.

Известно, что кварц имеет каркасную кристаллическую структуру, характеризующуюся при повышенных давлениях высокой вязкостью, чем и объясняются такие явления как пластическое течение кварца при высоких давлениях с появлением гранулитовых структурных форм, характеризующихся волнистым блочным строением (при

изучении в шлифах – волнистым и блочным погасанием). За счет воздействия ориентированных нагрузок в кварце возникают дислокации деформационного типа, происходит разрыв сплошности кристалла, связанный с появлением вакансий в его структуре, которые и могут за счет диффузии и других явлений заполняться соответствующими по размеру подвижными молекулами воды, простых углеводов, оксидов. В результате роста нагрузок вакансии могут увеличиваться в объеме, превращаясь в пустоты пузырькового типа, которые и констатируются при микроскопических исследованиях.

Размеры пузырьковых выделений в деформированном кварце составляют сотые – тысячные, реже десятые доли миллиметра. Особенностью таких включений в кварце является линейно-полосовидное их расположение в плоскости шлифа. При этом полосы газовой-жидких включений ориентированы не по кристаллографическим направлениям в кварце, а по направлениям перпендикулярным напряжениям и часто сопровождаются вытянутостью блоков волнистого погасания, либо перпендикулярно к ним. Такое расположение полос газовой-жидких включений позволяют утверждать, что они трассируют плоскости линейных дислокаций, возникающих в ходе метаморфизма и связаны с процессами компрессии – декомпрессии в теле фундамента [Ситдикова, 2005]. Наличие градиента давления обуславливает не только линейное расположение полос дислокаций, но и позволяет предполагать миграцию плоскостей дислокаций в напряженной сплошной среде.

Направление и скорость движения плоскостей дислокаций определяется вектором Бюргера [Коттрел, 1969] и может быть сопоставима со скоростью распространения колебаний в породах фундамента. Можно предполагать, что ядра движущихся дислокаций также мигрируют в породе, неся с собой газовой-жидкую, в том числе и углеводородную составляющую.

Изучение морфологии газовой-жидких включений кварца с использованием растровой электронной микроскопии свидетельствует, что их форма связана с размерами: мелкие, трассирующие плоскости дислокаций являются округлыми – сферическими и эллиптическими очертаний. В случае нарушения сплошности среды (кварца) они становятся вытянутыми, щелевидными. Крупные характеризуются процессами перекристаллизации стенок и появлением друзовидных микрокристаллов кварца на внутренней поверхности. Формирование такого типа включений в минерале происходит при прекращении движения дислокаций в период снятия нагрузок на породу.

Газовой-жидкие включения в изученных метаморфических породах фундамента присутствуют и в других породообразующих минералах (полевые шпаты, амфиболы, слюды). Однако эти минералы, имея дискретную кристаллическую решетку, обладают спайностью. При механических напряжениях они раскалываются по этим направлениям, что облегчает миграцию флюидов и, соответственно, затрудняет их локализацию в виде включений. В этих случаях наблюдаются включения по полураскрытым плоскостям спайности, свидетельствующим о миграции флюидов по этим минералам. Кроме того, в условиях насыщения породы флюидами, эти минералы активно подвергаются метасоматическим преобразованиям даже вдали от зон тектонических нарушений [Sitdikova, 2014].

Таким образом, предполагаемый механизм миграции глубинных флюидных систем в ядрах движущихся дислокаций позволяет объяснить широкое развитие метасоматических процессов в сплошных геологических средах в условиях напряженного состояния пород и «запираются», сохраняя газовой-жидкую фазу в периоды снятия напряжения. Масштабы флюидной миграции в областях активных геодинамических напряжений могут быть значительными, учитывая плотность дислокаций, скорость их миграции и могут оказывать влияние на процессы глубинной миграции углеводород содержащих флюидов и процессы регенерации нефтяных месторождений в перекрывающем фундамент осадочном чехле.

Список литературы

- Муслимов Р.Х.** Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Эволюция докембрийских породных комплексов востока Русской плиты. Под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Дента, 1996. С. 134–145.
- Коттрел Л.А.** Теория дислокаций. М.: Мир, 1969. 96 с.
- Маракушев А.А.** Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
- Ситдикова Л.М., Изотов В.Г.** Геодинамические условия формирования деструкционных резервуаров // Георесурсы, 2003. №4. С. 17–22.
- Ситдикова Л.М.** Зоны деструкций кристаллического фундамента Татарского свода. Казань: КГУ, 2005. 145 с.
- Sitdikova L.** Mechanism of formation of pores and voids in unconventional reservoirs at great depths in the crystalline basement of the East Russian Plate / International Multidisciplinary Scientific GeoConference. SGEM, 2014. V. 1. P. 199–206.

**ЗОЛОТОНОСНЫЕ УГЛЕРОДИСТО-ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНЫЙ ПРИИСК:
ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

А.В. Сначёв¹, М.А. Рассомахин², Н.Н. Анкушева², Р.А. Хрипунова¹

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа

²Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс

SAVant@rambler.ru

На западном склоне Южного Урала по минерагеническому районированию наиболее крупным является Авзянский рудно-россыпной узел. Центральная его часть представлена одноименным россыпным полем, которое объединяет россыпи, расположенные в долине реки Большой Авзян, правого притока реки Белой. С юга на север это россыпи: Авзянская, Каменный Ключ, Шатакский борт, Рыжова Поляна, Багряшка, Большой Ключ, Надеждинская, Кургашля. По неполным архивным данным, по Авзянской группе россыпей с конца XIX в. по 1949 г. было добыто 1897 кг россыпного золота. В правом борту долины реки Большой Авзян расположены коренные месторождения и рудопроявления золота Горный Прииск и Улюк-Бар, Калашникова жила, Богряшка, Рамеева жила, Кургашлинское, которые наряду с вышеперечисленными россыпями образуют Авзянский рудно-россыпной узел.

Месторождение Горный Прииск расположено в 6 км северо-западнее села Верхний Авзян и приурочено к тектоническому блоку, ограниченному с запада и востока соответственно Караташским и Большеавзянским разломами субмеридионального простираения. Локализуется оно в терригенно-углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты (RF_{2zk}). Рудные тела трех типов: пластовые, жильные и прожилковые. Пластовые представлены вкраплениями сульфидов в зонах рассланцевания углеродистых сланцев и песчаников. Прожилковый тип представлен золотоносными-карбонат-кварцевыми жилами в зонах рассланцевания и трещин. Жильные рудные тела сложены кварцевыми жилами с вкраплениями пирита и халькопирита.

Опробование светло-серых слабо углеродистых сланцев и кварцевых жил в пределах рудной зоны месторождения показало достаточно стабильные содержания золота, обычно не превышающие 2–4 г/т. В прослоях, обогащённых сульфидами (пирит до 20–40%), и на участках, подвергшимся тектонической переработке и гидротермальным изменениям, содержания резко возрастают до десятков г/т [Сначёв и др., 2012]. На месторождении широко развита линейно-площадная кора выветривания в зоне дробления и минерализации. По

данным технологических исследований в ОАО «Институт Унипроед», минеральный состав глинистой коры выветривания представлен кварцем – 58–60%, гидрослюдами – 20–70%, каолинитом и вермикулитом – 4–6%, пиритом – 0.5%, гидроксидами железа – 0.1–0.5% [Казаков, 2014]. По результатам комплексных технологических испытаний была разработана комбинированная технология обогащения руды, получен кондиционный золотосодержащий концентрат с содержанием в нем золота 56 г/т при извлечении 63–65% [Никонов и др., 2002]. В 2001 г. материал пробы золотоносной коры выветривания рудного поля Горный прииск был исследован по технологии подземного гипохлоридного выщелачивания и признан пригодным для разработки этим способом [Ковалёв и др., 2016].

Самородное золото месторождения Горный прииск преимущественно мелкое, размером до 0.п мм, и имеет высокую пробность (955–980). По морфологии оно представлено преимущественно губчатыми и дендритовыми формами, что положительно сказывается на его растворении при выщелачивании (рис. 1). Основной примесью является серебро, содержания которого находятся в интервале 3–5 мас. %, редко доходя до 13 мас. %. В незначительных количествах отмечаются (в мас. %) Вi (до 1.2), As (0.7), Sb, Se, Te, Ni (0.2–0.3). Подобная «пестрота» в содержаниях отдельных элементов, обусловлена, вероятнее всего, полигенностью процессов рудогенеза [Ковалёв и др., 2016].

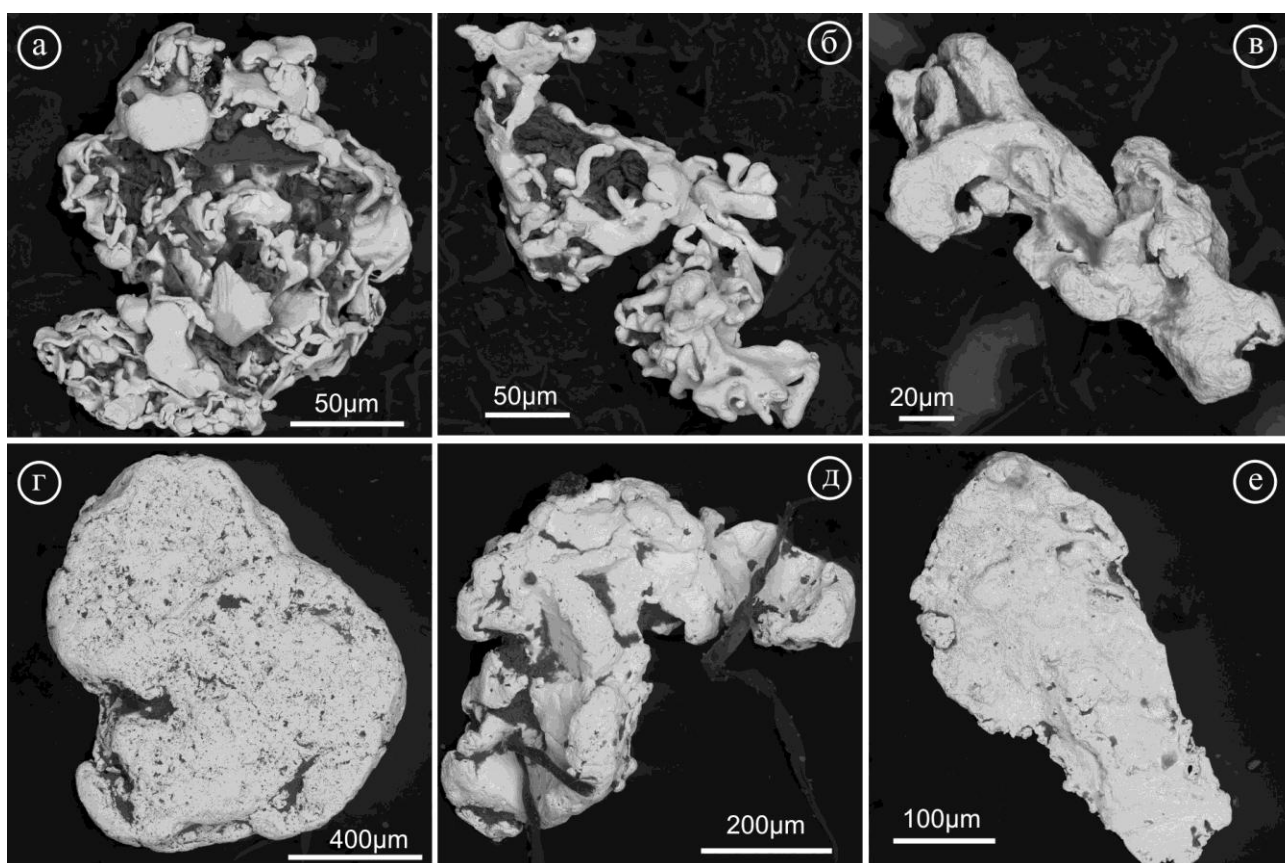


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения самородного золота из коры выветривания месторождения Горный Прииск (а–в) и аллювиального золота Авзянской россыпи (г–е)

В углублениях, на поверхности золотин выявлены многочисленные наросты, пленки и налеты оксидов и гидроксидов железа, а также мусковита. Исследование особенностей нанорельефа поверхности зерен золота позволили установить присутствие в этих образованиях большое количество микрочастиц весьма высокопробного золота размером 0.1–0.5 мкм. Нанозолото сохраняется в углублениях и микротрещинах поверхности золотин. Обнаружение его в большом количестве на поверхности золотин дает возможность

использовать его в качестве индикатора рудной формации и зачастую служит показателем наличия в непосредственной близости золотосульфидного или золотосульфидно-кварцевого оруденения, а также продолжающихся процессов перераспределения рудного вещества [Осовецкий, 2019].

Для определения условий образования минеральных ассоциаций месторождения Горный Прииск нами были проанализированы флюидные включения в прозрачно-полированных шлифах окварцованных углеродистых сланцах с подтвержденной золоторудной минерализацией. Основываясь на оптических наблюдениях и критериях Э. Рёддера [1978], были выделены первичные и первично-вторичные флюидные включения в зернах и кристаллах прозрачного кварца, а также вторичные газожидкие включения. Состав газовой фазы включений определен методом рамановской спектроскопии.

Первичные флюидные включения имеют округлую и вытянутую форму, расположены одиночно в центральных частях зерен серого и прозрачного кварца. Псевдовторичные включения встречаются в трещинах, распространяющихся в пределах кристалла-хозяина и не выходящих за пределы зерен кварца (рис. 2). Они характеризуются удлинённой или изометричной формой и размерами 10–20 мкм. Температуры эвтектики образуют два интервала значений: от –21 до –26 и –31 до –33 °С, что предполагает водно-хлоридный флюид комплексного состава $\text{Na-K}\pm\text{Fe}\pm\text{Ca}\pm\text{Mg}$ во включениях. Температуры гомогенизации образуют интервал 210–290 °С. Солёность флюида во включениях составила 3.7–11 мас. % NaCl -экв. По данным рамановской спектроскопии, газовая фаза представлена CO_2 , примесей других газов обнаружено не было [Hurai et al., 2015].

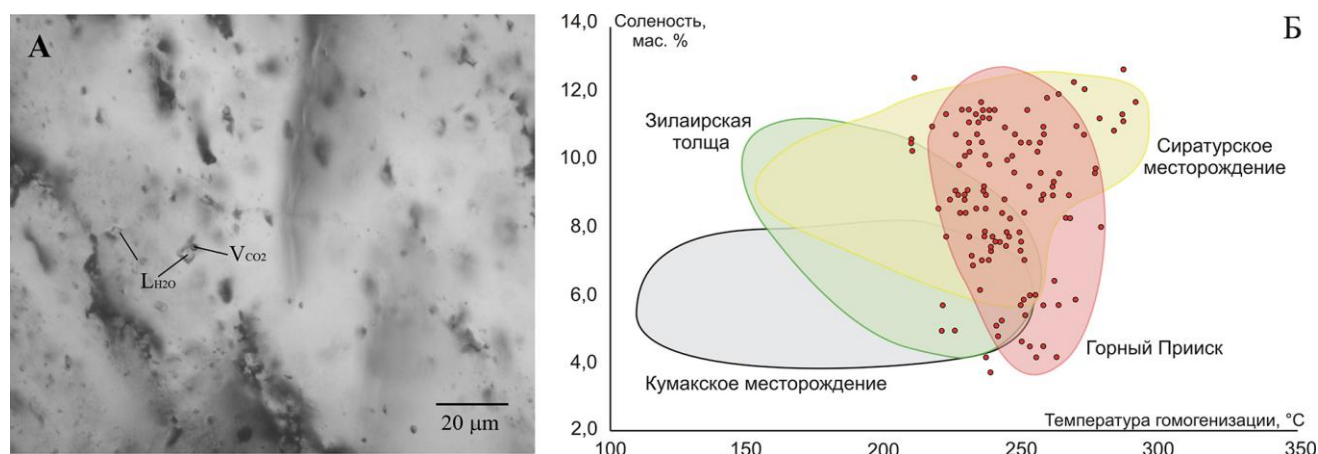


Рис. 2. Флюидные включения в кварце месторождения Горный Прииск (А) и сравнение их параметров с другими золотыми объектами в углеродистых толщах Южного Урала (Б)

По геохронологическим данным, в Авзянском рудно-россыпном районе формирование рудопроявлений золота связано с этапами тектонотермальной активизации, происходившей на границе среднего и позднего рифея и в венде [Мичурин и др., 2018]. Морфоструктурные особенности золотосодержащих руд свидетельствуют о том, что месторождение Горный Прииск представляет собой минерализованную зону тектонической проработки, близкую к линейному штокверку. Имеющаяся по месторождению геологическая информация свидетельствует о сложном сочетании в его пределах разнотипного в морфоструктурном отношении оруденения: золото-сульфидного, золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого, что является широко распространенным явлением на месторождениях золота, локализованных в терригенных толщах Южного Урала [Сначёв, Пучков, 2010; Сначёв и др., 2015; Ковалёв и др., 2016; Puchkov, 2016; Snachev et al., 2021; Пантелеева и др., 2023].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>.

Список литературы

- Казаков П.В.** Нетрадиционные типы экзогенных месторождений золота // Геологический сборник, 2014. №11. С. 224–227.
- Ковалёв С.Г., Салихов Д.Н., Пучков В.Н.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы). Уфа: Альфа-реклама, 2016. 554 с.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А.** Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) // Литосфера, 2018. Т. 18. №1. С. 61–81. Doi:10.24930/1681-9004-2018-18-1-061-081.
- Никонов В.Н., Высоцкий И.В., Меньшиков В.Г., Бойков Г.В.** Техногенные ресурсы Республики Башкортостан – крупномасштабная база расширения производства // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы / Материалы Респуб. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. С. 540–555.
- Осовецкий Б.М.** Нанозолото на поверхности россыпного металла // Геология и полезные ископаемые Западного Урала, 2019. №2 (39). С. 57–64.
- Пантелеева А.В., Сначёв А.В., Панкратьев П.В., Тюрин А.М., Рассомахин М.А., Пантелеев В.С., Кисиль Р.С.** Черные сланцы Кумакского рудного поля (геология, петрохимия, рудоносность). Оренбург: Агентство Пресса, 2023. 112 с. Doi:10.31084/978-5-6051011-2-3_Kumak_2023
- Рёддер Э.** Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1978. Т. 1. 360 с.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н.** Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Доклады РАН, 2010. Т. 433. №1. С. 77–80.
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Ардисламов Ф.Р.** Прогнозные ресурсы золота в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Георесурсы, 2015. № 4(63). Т. 1. С. 99–104. Doi:10.18599/grs.63.4.16
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р.** Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2012. 208 с.
- Hurai V., Huraiova M., Slobodni'k M., Thomas R.** Geofluids. Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Elsevier, 2015. 489 p.
- Puchkov V.N.** General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Review, 2016. P. 1–26. Doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005
- Snachev A.V., Kolomoets A.V., Rassomakhin M.A., Snachev V.I.** Geology and gold content of carbonaceous shale in Baikal mineralization site, Southern Ural // Eurasian Mining, 2021. № 1. P. 8–13. Doi:10.17580/em.2021.01.02

ЛИТИЙ И ЕГО МИНЕРАЛЫ В РИФЕЙСКИХ ПОРОДАХ ЮЖНОГО УРАЛА

А.Г. Султанова, С.В. Мичурин

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
anna_zakharova.ig@mail.ru

Литий – очень важный для инновационной экономики вид минерального сырья, использование которого в мире постоянно растет вместе с развитием целого ряда современных отраслей промышленности. Россия обладает крупными запасами лития, однако расположение сырьевых объектов в экономически неосвоенных районах, комплексность месторождений и, как результат, сложность технологических схем обогащения обуславливают низкую экономическую эффективность их эксплуатации и фактически делают основную часть балансовых запасов лития неактивными [Султанова, 2024; Султанова, Мичурин, 2024].

Литий обнаружен более чем в 50 минералах, хотя его собственных минералов известно 28. Многие из них чрезвычайно редки, и их находки являются единичными. Большая часть минералов лития – силикаты (преобладают), фосфаты и лишь по одному приходится на галогениды, оксиды и бораты. Главными сырьевыми источниками лития являются сподумен и лепидолит. На их долю в мировой добыче литиевого сырья приходится 60 и 22 % соответственно. Другие минералы – петалит (13%), амблигонит (1.3 %), циннвальдит (0.7%) – играют существенно меньшую роль. Лепидолит рассматривается как серия минералов триоктаэдрических слюд [Brigatti et al., 2000], промежуточных членов изоморфного ряда трилитионит $KLi_{1.5}Al_{1.5}(Si_3Al)O_{10}F_2$ – полилитионит $KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$, а циннвальдит (тёмные литийсодержащие слюды) как серия минералов, промежуточных членов изоморфного ряда сидерофиллит $KFe_2Al(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2$ – полилитионит.

На Южном Урале в детальных работах, посвященных изучению геохимического поведения большинства микроэлементов в песчаниках, сланцах, известняках и доломитах [Гареев, 1989; Анфимов, 1997; Маслов и др., 2001] или тонкозернистых терригенных рифейских породах [Маслов и др., 2008] Башкирского мегантиклинория, сведения по содержанию Li в породах не рассматривается. Отчасти это связано с тем, что большинство исследований прошлого столетия по поведению редких элементов в породах рифея Южного Урала выполнены спектральным приближенно-количественным методом. Сравнение, проведенное в работе Т.И. Широбоковой [1992], показывает, что указанный метод примерно в 1.5–2 раза занижает концентрации лития в различных типах пород по сравнению с количественным определением этого элемента пламенно-эмиссионным анализом. В настоящем исследовании используются результаты определения Li в породах различных литологических типов в разновозрастных свитах от нижнего до верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, полученные методами с индуктивно-связанной плазмой с масспектрометрическим [Маслов и др., 2013а; 2013б; Ковалев и др., 2013] и атомно-эмиссионным [Мичурин и др., 2020; 2021; 2022] окончаниями, а также количественным пламенно-эмиссионным методом [Широбокова, 1992].

Все перечисленные опубликованные данные по разновозрастным рифейским осадочным породам (песчаники, глинистые сланцы, карбонаты) Башкирского мегантиклинория приводятся на рисунке 1. Результаты показывают, что в отложениях рифея выделяются два стратиграфических интервала – суранская и авзянская свиты соответственно нижнего и среднего рифея, в которых преимущественно карбонатные породы значительно обогащены литием в 5.1–7.6 раз по сравнению с кларком этого щелочного элемента для карбонатов (5 г/т по К. Таркьяну и К. Ведеполу [Войткевич и др., 1990]). Фиксируются также повышенные концентрации Li в песчаниках зигазино-комаровской (2.4 раза) и в глинистых сланцах кужинской (1.7 раз) свит среднего рифея относительно кларка лития (15 и 66 г/т соответственно). Нижняя часть кужинской свиты сопоставляется [Ларионов, 1994] с верхней частью зигазино-комаровской свиты, а верхняя часть кужинских отложений – с нижней каташкинской подсвитой авзянской свиты среднего рифея и считаются их фаціальными аналогами. Вместе с тем, отметим, что для песчаников зигазино-комаровской свиты, как и для глинистых сланцев авзянской свиты, в работе [Ковалев и др., 2013] приводится только разброс полученных значений и не указывается количество измеренных образцов. В этих случаях с кларковым содержанием нами сравнивалось среднее значение установленных вариаций, что является не совсем корректным для понимания реальной картины распределения лития в рифейских породах Башкирского мегантиклинория. В целом, учитывая общую мощность рифейских отложений свыше 12 км и площадь их распространения в мегантиклинории около 15 000–20 000 км² [Маслов и др., 2001], для него стоит отметить дефицит аналитических данных и незначительное количество проанализированных образцов в различных свитах. Для всех типов осадочных пород (песчаники, глинистые сланцы, карбонатные породы), встречающихся в различных свитах от нижнего до верхнего рифея, представительные аналитические результаты получены только примерно в 400 образцах.

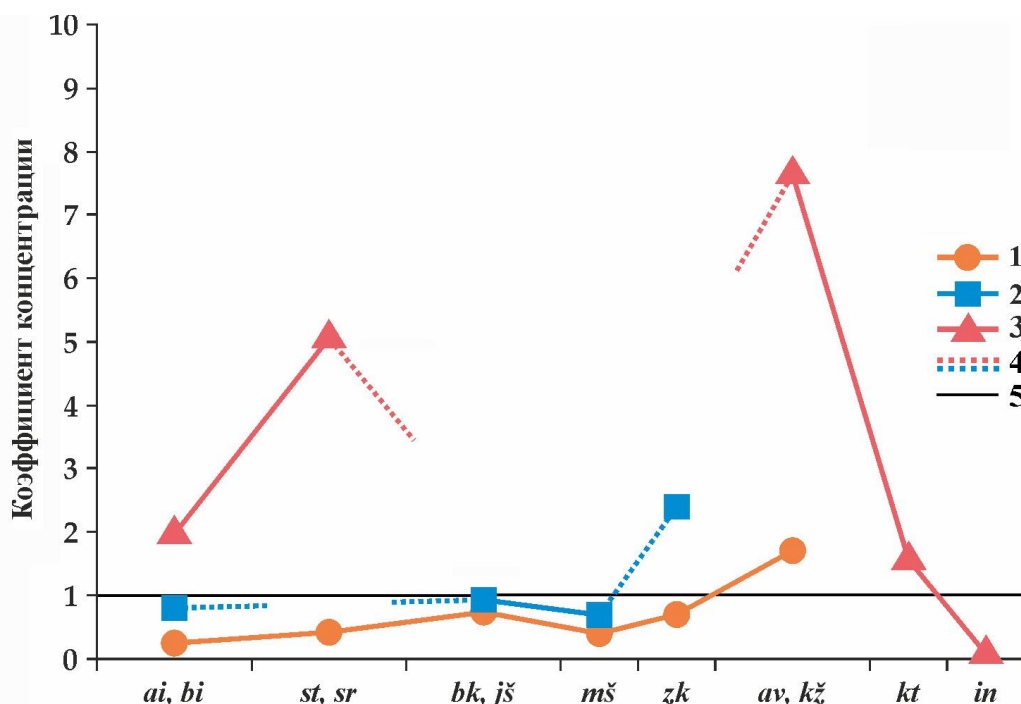


Рис. 1. Изменение коэффициентов концентрации лития в осадочных породах разновозрастных свит Башкирского мегантиклинория

1 – глинистые сланцы; 2 – песчаники; 3 – карбонатные породы; 4 – предполагаемые интервалы из-за отсутствия или малого количества аналитических данных; 5 – линия кларкового содержания. Нижнерифейские свиты стратотипических разрезов: *ai* – айская, *st* – саткинская, *bk* – бакальская. Соответственно, их стратиграфические аналоги: *bi* – большеинзерская, *sr* – суранская, *js* – юшинская. Среднерифейские свиты стратотипических разрезов: *mš* – машакская, *zk* – зигазино-комаровская, *av* – авзянская. Стратиграфический аналог авзянской свиты: *kž* – кужинская. Верхнерифейские свиты стратотипических разрезов: *kt* – катавская, *in* – инзерская. Коэффициенты концентрации рассчитывались как отношение среднего содержания лития в породах к его кларку в этом литологическом типе пород по К. Таркьяну и К. Ведеполу [Войткевич и др., 1990].

Литий в карбонатных породах суранской свиты содержится, вероятнее всего, во флогопите. На это указывает значительное присутствие в них F-содержащего флогопита и самые высокие положительные геохимические связи между F и Li ($K_{корр}=0.97$), а также между F и Rb ($K_{корр}=0.93$) [Мичурин и др., 2020]. В работе [Широбокова, 1992] считается, что литий в породах Кужинского рудного поля находится в слюдах. В доказательство этого указанный автор также приводит высокую положительную корреляцию между F и Li (рис. 2 а).

На рис. 2 б приводится связь лития с рубидием в магматических комплексах Башкирского метантиклинория по литературным данным, в которых особенно ощущается нехватка данных и рассматривается лишь 34 образца. Обогащение литием по сравнению с кларком для магматических пород фиксируется только в единичных образцах навышского, лапыштинского и шуйдинского комплексов. С учетом отсутствия надежных геохронологических данных по последним двум комплексам, а также того, что практически нет результатов по одним из наиболее распространенных комплексов (повальненский, инзерский, юрматинский), оценить имеющееся распределение лития в магматических породах Башкирского мегантиклинория в настоящее время не представляется возможным. В целом в них фиксируется преимущественно прямая связь лития с рубидием (см. рис. 2 б), что, вероятнее всего, следует рассматривать как вхождение Li в аннит, который в основных интрузивных и эффузивных породах чаще всего содержит этот элемент в сравнительно высоких концентрациях. Вместе с тем можно обратить внимание на то, что один из образцов Шуйдинского комплекса отклоняется от этой зависимости и содержит больше всего Li. По

нашему мнению, это указывает на возможное присутствие в габбродолеритах Шуйдинского комплекса собственных минералов лития.

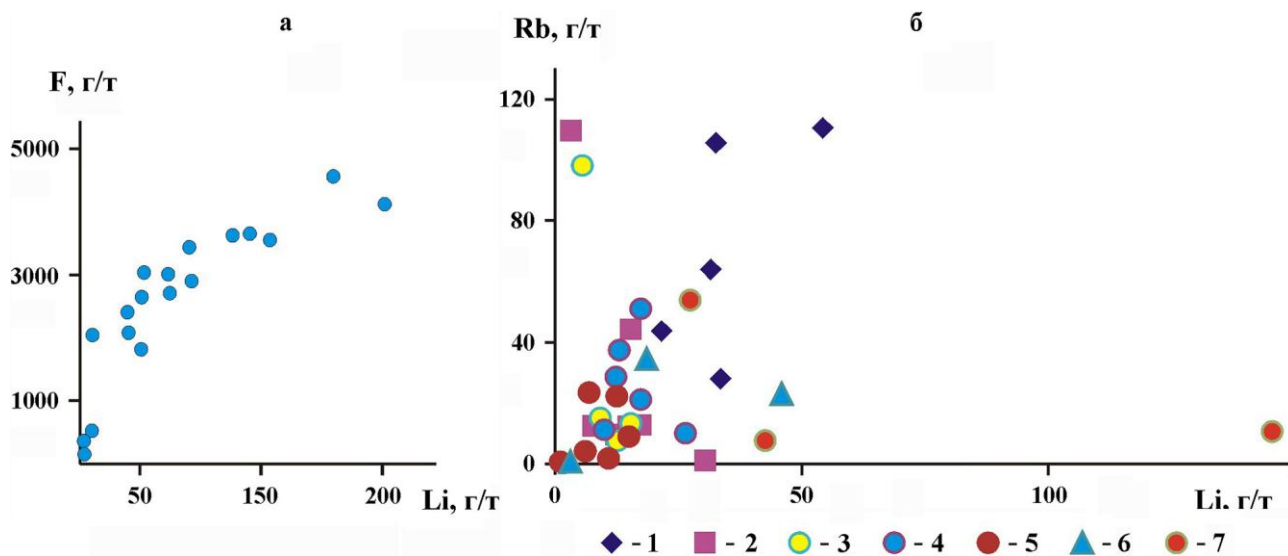


Рис. 2. Связи F с Li во вмещающих породах Кужинского месторождения (а) (по [Широбокова, 1992]) и Rb с Li в магматических комплексах Башкирского мегантиклинория (б)

Магматические комплексы: 1 – Навышский; 2 – Юшинский; 3 – Шатакский; 4 – нерасчлененные Повальненский, Кургасский; 5 – Кусинско-Копанский; 6 – Лапыштинский; 7 – Шуйдинский.

Приведенные материалы согласуются с результатами А.А. Макушина с соавторами [Бигнов и др., 2001]. В околорудном ореоле селлаит-флюоритового месторождения Суран-1, локализованного в карбонатно-терригенных отложениях суранской свиты нижнего рифея, ими установлены повышенные концентрации лития. В строении ореола важную роль играют фториды из группы криолита: усовит ($Ba_2MgAl_2F_{12}$), пахнолит ($NaCaAlF_6 \cdot xH_2O$) и, особенно, криолитионит ($NaLi_3[AlF_6]_2$). По данным спектрального анализа содержание оксида лития в керне скв. 144 достигает рудного уровня 0.1 мас. %. Дифрактометрическими исследованиями (Унипромедь, г. Екатеринбург) выявлено наличие литийсодержащих минералов в 11 скважинах [Бигнов и др., 2001]. Основным минералом, содержащим литий, является криолитионит, массовая доля которого составляет 0.1–7 %. Закономерностей в распределении лития в разрезе и на площади месторождения не обнаружено [Бигнов и др., 2001]. В то же время изучение различных геохимических особенностей флюоритов показало [Маслов и др., 2001], что ранние генерации серых и фиолетовых флюоритов отлагались из обогащенных фтором эвапоритовых рассолов, а зеленые флюориты, метасоматически замещающие ранние генерации флюорита и селлаит, имели другой источник фтора, предположительно связанный с гранитоидами. Возможно, именно с этим источником связаны повышенные концентрации лития в месторождении.

Таким образом приведенные материалы показывают, что рифейские отложения Башкирского мегантиклинория могут быть перспективны на обнаружение повышенных концентраций лития. Выделяются два стратиграфических интервала обогащения пород литием: ниже- и среднерифейский. Первый из них связан с отложениями суранской, второй – авзянской (кужинской) свит. Слабая изученность геохимии лития в рифейских породах Южного Урала диктует проведение дальнейших геологических и геохимических исследований в этом направлении.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2022-0015.

Список литературы

- Анфимов Л.В.** Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Бигнов Р.М., Макушин А.А., Казаков И.И., Чебан С.Г.** Роль глубинной структуры в размещении нефтегазовых, рудных месторождений и новых перспективных зон Республики Башкортостан // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Мат-лы IV Республ. геол. конф. Т. 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 3–26.
- Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.** Справочник по геохимии // М: Недра, 1990. 480 с.
- Гареев Э.З.** Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М: ГЕОХИ, 1989. 23 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З.** Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс, 2013. 268 с.
- Ларионов Н.Н.** Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале / Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1994. 19 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.** Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Том I. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ковалев С.Г.** Литогеохимические особенности глинистых сланцев бакальской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория: новые данные // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 2013а. № 2. С. 21–29.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ковалев С.Г.** Литогеохимические особенности глинистых сланцев саткинской свиты нижнего рифея Башкирского мегантиклинория: новые данные // Вестник ПГУ. Геология, 2013б. № 1. С. 9–19.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П.** Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.
- Мичурин С.В., Султанова А.Г., Казбулатова Г.М., Шарипова А.А., Савельев Д.Е., Горожанин В.М., Карамова А.М., Войкина З.А.** Фтор и хлор в карбонатных породах лапыштинской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (Багарыштинский разрез, Южный Урал) // Геологический вестник, 2020. № 3. С. 3–26.
- Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Казбулатова Г.М., Горожанин В.М., Султанова А.Г., Карамова А.М., Войкина З.А., Шарипова А.А.** Минералогические и геохимические особенности карбонатных пород нижней подсвиты инзерской свиты верхнего рифея в районе д. Толпарово (Южный Урал) // Геологический вестник, 2021. № 1. С. 80–97.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А., Казбулатова Г.М., Юлдашбаева В.Ф.** Минералогические и геохимические особенности известняков катавской свиты Акташской площади (Ямантауский антиклинорий, Южный Урал) // Геологический вестник, 2022. №1. С. 83–93.
- Султанова А.Г.** Некоторые вопросы геохимии лития // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 15-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 14–17 мая 2024 г. Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 220–225.
- Султанова А.Г., Мичурин С.В.** Некоторые вопросы геохимии лития и его распределение в рифейских породах Южного Урала // Геологический вестник, 2024. №2. С. 65–80.
- Широбокова Т.И.** Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск, УрО АН СССР. 1992. 143 с.
- Brigatti M.F., Lugli C., Poppi L., Foord E.E., Kile D.E.** Crystal chemical variations in Li- and Fe-rich micas from Pikes Peak batholiths (central Colorado) // American Mineralogist, 2000. V. 85. P. 1275–1286.

U-Pb (LA-ICP-MS) ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ АМФИБОЛИТОВ ХАНМЕЙХОЙСКОЙ СВИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н.С. Уляшева

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
nataliaulyashewa@yandex.ru

Возраст ханмейхойской свиты (харбейский метаморфический комплекс), залегающей в основании стратиграфического разреза Полярного Урала и в составе которой преобладают амфиболиты и гнейсы, согласно IV Уральскому межведомственному стратиграфическому совещанию [Стратиграфические схемы .., 1993], принято считать палеопротерозойским благодаря результатам датирования циркона (2.2–1.73 млрд лет) из единичных проб гнейсов методом термоионной эмиссии ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возраст) [Краснобаев, 1986; Пыстина, Пыстин, 2002]. Древний возраст – 2.2 млрд лет установлен по циркону гранулитового типа и фиксирует, по мнению авторов работы [Пыстина, Пыстин, 2002], время высокотемпературного метаморфизма, а интервалы 1.96–1.64 млрд лет, 1.18–0.9 млрд лет, 0.67–0.55 млрд лет выявлены по цирконам мигматитового типа и соответствуют полиметаморфическим изменениям амфиболитовой фации.

В последнее десятилетие появились новые данные о возрасте ханмейхойской свиты. В результате U-Pb анализа зерен циркона (SHRIMP II) из гранитизированных гранатсодержащих амфиболитов и плагиогнейсов ханмейхойской свиты западной части харбейского метаморфического комплекса минералы с палеопротерозойскими цифрами не выявлены, а полученные значения разделились на три кластера – 577–678 млн лет, 502–556 млн лет и 412–425 млн лет [Коновалов и др., 2016]. Первый кластер, по мнению исследователей, соответствует возрасту протолита метаморфитов, а второй и третий – двум метаморфическим событиям. Проведенные Sm/Nd-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - и U-Pb-изотопно-геохронологические исследования метаморфических минералов из амфиболитов ханмейхойской свиты показали, что высокотемпературные метаморфические изменения, достигающие условий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций повышенных и умеренных давлений (Т – 575–680 °С, Р – 6–13 Кбар), происходили в палеозое во время герцинского тектогенеза [Уляшева и др., 2022; Ulyasheva et al., 2024].

Для уточнения возраста ханмейхойской свиты проведены изотопно-геохронологические исследования циркона из безгранатового амфиболита (метабазальта) ханмейхойской свиты (среднее течение р. Б. Харбей). U-Pb изотопный анализ 34 зерен циркона из амфиболитов выполнен на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) в лаборатории инструментальных методов анализа Геологического института Сибирского отделения РАН (Улан-Удэ).

Циркон, отобранный из амфиболита, отличается по морфологическим особенностям и внутреннему строению. Встречаются сильно резорбированные розовые и светло-коричневые (3–4%), слабо резорбированные бледно-розовые и розовые (5–6%) зерна и бледноокрашенные почти бесцветные и желтоватые минералы с гладкой поверхностью (90%). По морфологическим особенностям зерен и полученным возрастам выделены 4 типа циркона.

К I типу отнесены сильно резорбированные зерна циркона размером около 0.1 мм, имеющие сглаженные ребра, изометричную, эллипсоидальную формы и шероховатую ямчатую поверхность. На катодолюминесцентных изображениях минералов, судя по прерыванию зональности, видно, что это обломки зерен циркона, которые претерпели последующее округление. Продатированные 4 зерна циркона этого типа показали древние возраста – палеопротерозойские и мезопротерозойские (2462–616 млн лет, рис. 1). Судя по всему, это ксеногенные зерна циркона, захваченные базальтовым расплавом из верхней мантии или при продвижении через кору.



Рис. 1. Морфология, CL изображения с точками анализа, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст (в млн лет) зерен циркона I типа из амфиболитов харбейского метаморфического комплекса

Два слабо резорбированных зерна циркона II типа с плохо выраженными кристаллографическими формами размерами около 0.1 мм с лоскутной и нарушенной концентрической зональностью показали $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста соответственно 656 ± 7 и 616 ± 12 млн лет, отвечающие неопротерозою. Эти цирконы могли кристаллизоваться как на ранних этапах формирования магматического расплава, так и быть захваченными поздними магмами из расплавов ранних фаз.

Преобладающие по количеству в породе зерна циркона с гладкой поверхностью отнесены к III типу (рис. 2). Они имеют изометричную, призматическую, длиннопризматическую формы и коэффициент удлинения от 3 до 1. Размеры минерала варьируют от 0.05 до 0.2 мм. На изображениях циркона в режиме CL наблюдается тонкая концентрическая, изредка секториальная зональность. Часто минерал обрастает тонкой корочкой новообразованного циркона, имеющего на CL изображениях яркую окраску и залечивающего трещинки и углубления. Значения Th/U отношения составляют 0.6–1.4. Конкордантный возраст по 25 зернам циркона составил 583 ± 3 млн лет при СКВО – 0.18. Средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопный возраст, скорректированный на обыкновенный свинец ^{207}Pb -методом, составил также 583 ± 3 млн лет. По характеру зональности, включениям идиоморфного апатита и Th/U отношениям преобладающая популяция циркона III типа (583 млн лет) обнаруживает магматическое происхождение и может оценивать время формирования протолита амфиболитов. Таким образом, судя по полученным данным, протолиты амфиболитов, выделяемые в составе ханмейхойской свиты, могли сформироваться в неопротерозе (656–583 млн лет).

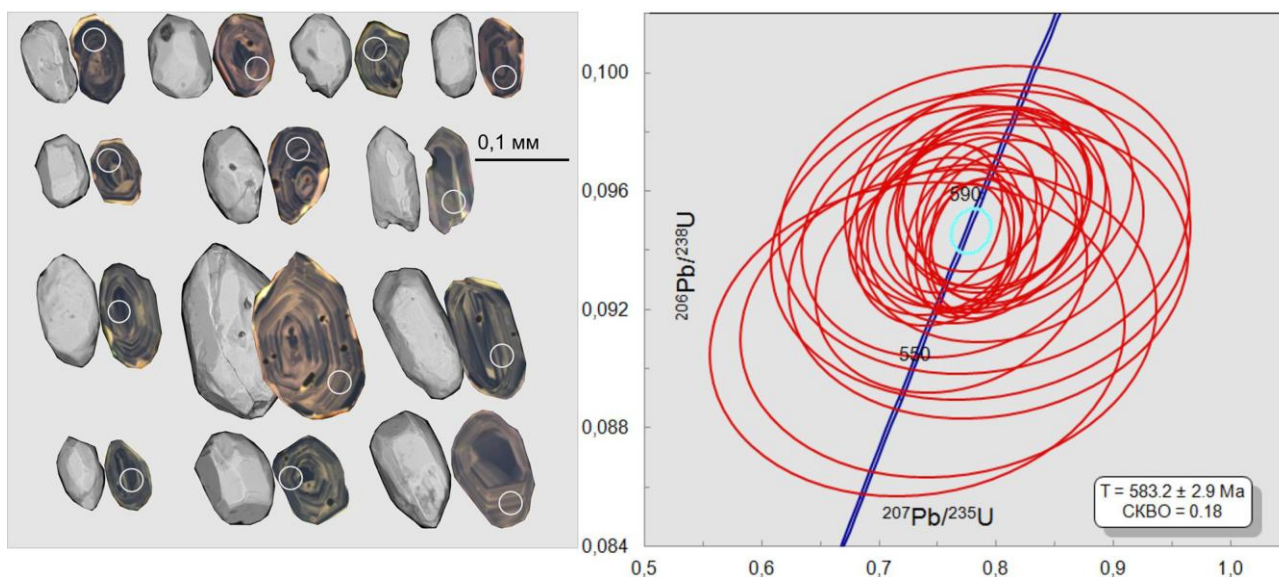


Рис. 2. Морфология, CL изображения с точками анализа и диаграмма с конкордией зерен циркона III типа из амфиболитов ханмейхойской свиты

Слабо резорбированные зерна циркона IV типа с сохранившимися кристаллографическими формами и гладкими гранями, обладающие концентрической зональностью роста, представляют собой группу самых молодых зерен циркона. Они имеют призматическую форму и размеры до 0.15 мм. Значения Th/U отношения варьируют в пределах 0.64–0.83. Конкордантный возраст по 3 зернам составляет 504 ± 8 млн лет при СКВО – 0.11. Это время характеризуется проявлением в регионе эндогенной активности, связанной с рифтогенными процессами и воздействием (прожилки гранитного состава в амфиболитах) на породы гранитных интрузий.

Таким образом, возраст ханмейхойской свиты, по результатам датирования циркона из амфиболита оценивается неопротерозоем.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по теме НИР: «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» – 122040600012-2.

Список литературы

Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. ВСЕГЕИ, 2016. № 68. С. 6–20.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.

Уляшева Н.С., Серов В.П., Травин А.В. Sm-Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады Российской академии наук, 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201.

Ulyasheva N.S., Shuyskiy A.S., Khubanov V.B. The Kharbei Amphibolite–Gneiss Complex (Polar Urals): P–T Evolution and Results of U–Pb LA-ICP-MS Isotopic Study of Metamorphic Zircon // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 518. Part 1. P. 1489–1497.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОКИСЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬМАКЫР (УЗБЕКИСТАН)

Р.Б. Усенов, И.М. Алматов, И.С. Нурмухамедов

ГУ «Институт минеральных ресурсов», Ташкент
rasulusenov4@gmail.com

Строительная и высокотехнологичная отрасли – основные потребители меди в мире. Ожидание нового применения меди (электромобиль) и прогнозы производителей по развитию мирового рынка меди приведут к увеличению объема вновь вводимых мощностей [Синянская, 2019]. По мнению ICSG (International copper study group – Международная группа по изучению меди), к 2024 г. производство меди достигнет 25 млн т.

На сегодняшний день основные месторождения с высоким содержанием меди выработаны и почти весь металл перерабатывается из низкосортных руд, не превышающих 1 мас. % меди по содержанию. Чтобы получить такой же объем продукции, необходимо переработать больше горной массы или использовать альтернативные источники, такие как окисленные медные руды. Состав руды имеет важную роль при разработке эффективной технологии [Колмачихина, Полыгалов, 2021].

Известно, что каждое медное месторождение имеет зону окисления. Зона смешанных руд находится между окисленной и халькозиновой зонами. Количественные критерии введены для отнесения руд к различным типам: окисленная медь (от 50 до 100% общего содержания) – в окисленных рудах; в смешанных – от 11 до 50%; в сульфидных – менее 10% окисленной меди [Горлова и др., 2018].

В 1961 г. медная обогатительная фабрика Алмалыкского горно-металлургического комбината (АО «АГМК») начала свою деятельность с переработки окисленных медных руд. Выбран технологический процесс (рис. 1), предложенный профессором В.Я. Мостовичем.

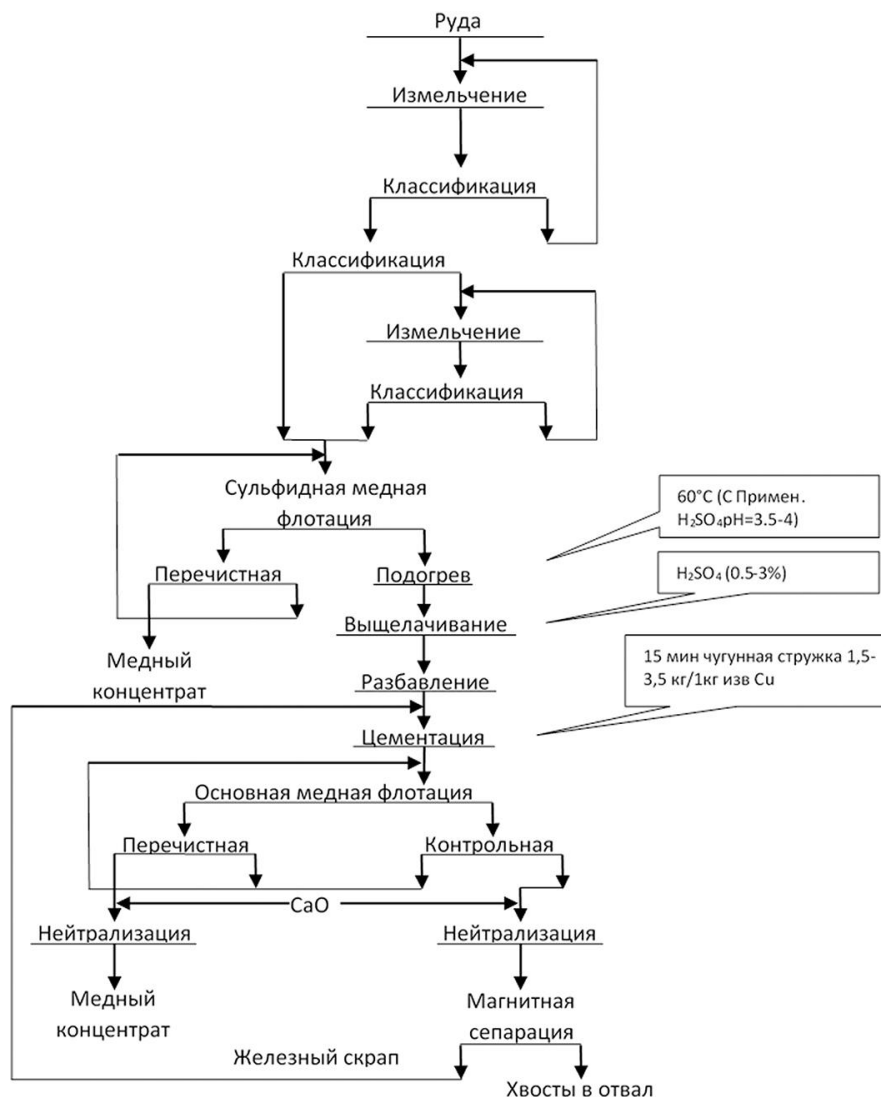


Рис. 1. Технологическая схема обогащения упорных окисленных и смешанных медных руд месторождения Кальмакыр

Агитационное выщелачивание с подогревом до 60°C – 1 час при pH 3.5–4.0. Далее цементация меди чугунной стружкой и флотация меди. Не активированная стружка извлечена с помощью магнитной сепарации на хвостах флотации.

По данной схеме АО «АГМК» работал до 1968 г. Постепенно добыча окисленных медных руд месторождения Кальмакыр уменьшалась, а сульфидных увеличивалась. В связи с этим фабрика остановила переработку окисленных медных руд. На сегодняшний день медно-обогатительные фабрики АО «АГМК» (Медная обогатительная фабрика-1 и Медная обогатительная фабрика-2) работают только на сульфидных рудах. Окисленные руды складывается на отвалах возле месторождения Кальмакыр (рис. 2) [Юсупходжаев и др., 2018].

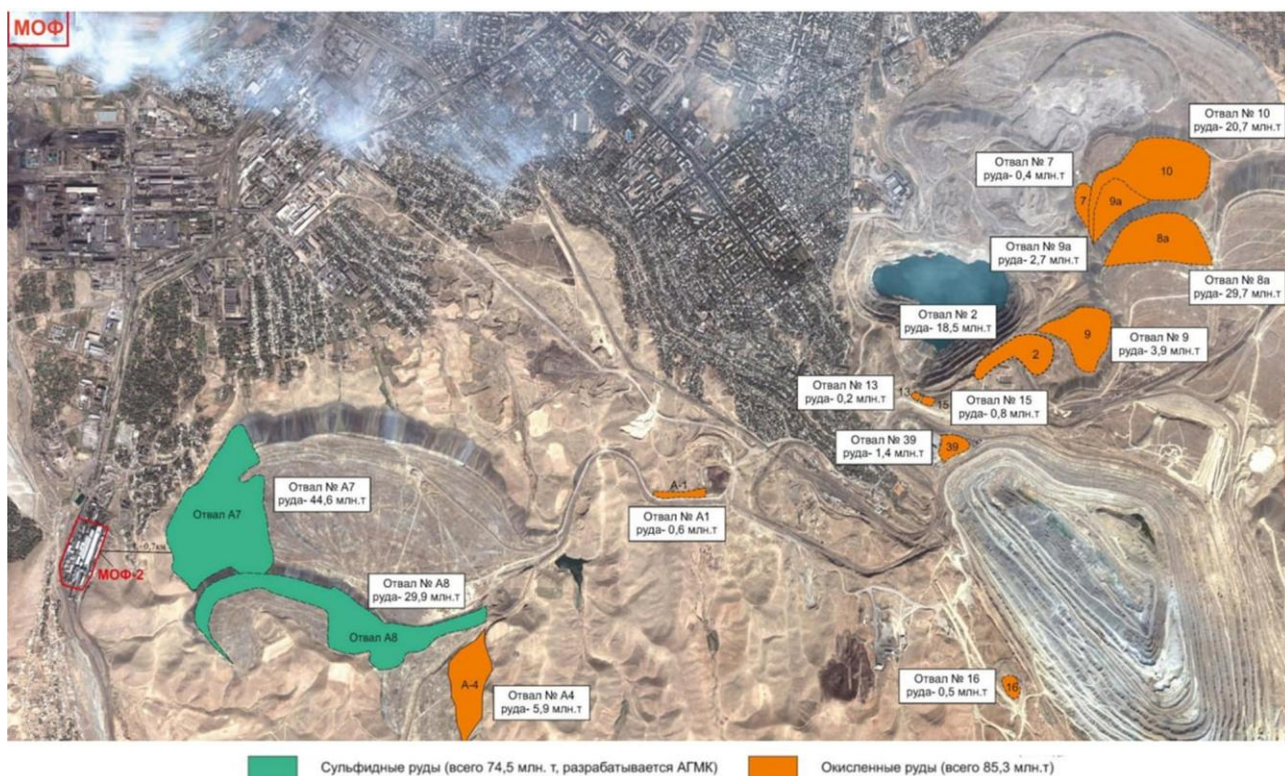


Рис. 2. Окисленные медные руды месторождения Кальмакыр

Для определения вещественного состава окисленных медных руд, поведения золота, сульфидов, оксидов и гидрооксидов, кроме микроскопического наблюдения, требовались и другие вспомогательные нижеописанные виды исследования:

1. Изучение минерального состава (рудных и нерудных минералов) образцов руды, в том числе:

а) изучение образцов под бинокулярным микроскопом (увеличение 16–56 раз);

б) изготовление полированных, прозрачных шлифов и брикетов;

в) определение нерудных и аксессуарных минералов, в прозрачных шлифах под поляризационным микроскопом «Полам-Р312»;

г) изучение рудных минералов под рудным микроскопом «ORTOLUX» при увеличении 100–1250 раз и с применением иммерсионных жидкостей.

2. Изучение минерального состава усредненных отвальных проб месторождения Кальмакыр:

а) разделение гравииконцентратов в тяжелой жидкости;

б) просмотр тяжелой фракций под бинокулярным микроскопом при увеличении 32–56 раз;

в) изготовление полированных брикетов из тяжелой фракции;

г) изучение полированных брикетов под рудным микроскопом при увеличении 100–1250 раз.

3. Пересчет полных химических анализов руды на минеральный состав с учетом всех материалов изучения.

4. Фотографирование полированных шлифов и продуктов обогащения цифровым фотоаппаратом (морфология минералов и их ассоциации) и получение цветных снимков.

По результатам изучения вещественного состава (минералогии) проб руды месторождения Кальмакыр выявлено: 1) окисленные медные руды относятся к смешанному золотосодержащему типу; 2) текстуры рудных минералов – вкрапленная, прожилковая и реже пятнистая; 3) ценным компонентом окисленных медных руд является золото, серебро и медь; 4) самородное золото обнаружено в балансовой отвальной пробе, в пробах

забалансовых отвалов оно не обнаружено. Но по результатам химического атомно-абсорбционного анализа балансовая отвальная проба имеет высокое содержание золота до 4.68 г/т.

Характерные особенности золота, влияющие на технологию обогащения:

- форма нахождения золота – самородная;
- форма выделений – округлая, вытянутая, таблитчатая и фигурная;
- золото относится к тонкодисперсному и мелкому классу размером 0,001–0,07 мм.

Медные минералы представлены в виде халькопирита, халькозина, ковеллина, малахита и азурита. Эти минералы в отвальных пробах распространены неравномерно и в малых количествах. Самыми широко развитыми нерудными минералами являются серицит, кварц, полевые шпаты и хлориты. Присутствие слюд является отрицательно влияющим фактором на обогатимость руды. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, цирконом, сфеном, эпидотом и цоизитом.

Список литературы

Горлова О.Е., Юн А.Б., Синянская О.М., Медяник Н.Л. Разработка и опытно-промышленные испытания комбинированной технологии переработки отвала труднообогатимых смешанных медных руд месторождения Таскора // Цветные металлы, 2018. №12. С. 14–20.

Колмачихина О.Б., Полыгалов С.Э. Технологические расчеты по пирометаллургии меди: учебно-методическое пособие. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 2021. 197 с.

Синянская О.М. Разработка и обоснование параметров технологии переработки смешанных медных руд Жезказганского региона // Автореф. дис. ... канд. тех. наук. Караганда, 2019. 19 с.

Юсупходжаев А.М., Усенов Р.Б., Алматов И.М. Результаты исследования обогатимости окисленных медных руд месторождения Кальмакыр // Геология и минеральные ресурсы, 2018. №5. С. 55–57.

ОСОБЕННОСТИ / ПРЕДПОСЫЛКИ (?) СУБДУКЦИИ МАКСЮТОВСКОГО ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.В. Федькин¹, А.А. Щипанский²

¹Институт экспериментальной минералогии им. ак. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка

²Геологический институт РАН, Москва

vfedkin@iem.ac.ru; shchipansky@mail.ru

Многолетняя история изучения Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (МК) на Южном Урале и большой фактический материал, накопившийся за это время, создает широкие возможности для апробации новых геодинамических идей применительно к устоявшимся традиционным представлениям о строении и истории развития коровых эклогитов. Такой анализ позволяет оценить роль и значение этих инноваций в качестве общих универсальных закономерностей возникновения и развития субдукционных структур. Или они носят случайный характер, связанный с развитием только данного террейна? Мы попытались выяснить это на конкретном примере МК.

Новая геодинамическая концепция «**Правило инициации субдукции (ИС)**» [Whattam, Stern, 2011] рассматривает процессы зарождения субдукции в преддуговых бассейнах во взаимосвязи с образованием офиолитовых комплексов, и формированием в них диагностической магматической хеостратиграфической последовательности. Правило ИС позволяет на основе геохимических индикаторов установить закономерности распределения

петрохимических типов пород во времени и в пространстве, оценить параметры этих процессов. С другой стороны, геохимические характеристики состава океанических базальтов по широкому спектру химических элементов (в том числе, по HFSE и LILE элементам) позволяют идентифицировать структурно-тектонические фрагменты земной коры, участвующие в ИС, оценить вклад того или иного источника исходного материала в субдукционный процесс [Pearce, 2008].

Ключевым вопросом для решения этой проблемы является поиск геохимических критериев и геодинамических причин инициации субдукции. **Задача данной работы** состояла в том, чтобы на основе новых XRF и ICP MS данных по валовому составу представительных образцов эцлогитов Максютковского комплекса: выявить такие критерии, определить природу базитовых пород комплекса, состав протолита, возможные источники исходного материала, геодинамические пути его происхождения и эволюции.

Максютковский комплекс в этом плане является уникальным объектом для изучения инициации субдукции в силу того, что время формирования HP-UHP канала субдукции МК, и его метаморфизма совпадает с появлением Магнитогорской внутриокеанической островной дуги в раннем девоне [Brown et al., 2006; Пучков, 2010]. Для восстановления геодинамической истории комплекса это имеет первостепенное значение, поскольку при столкновении дуги и передней кромки восточно-европейского континента [Beane, Connelly, 2000] образовался восстановленный канал HP-UHP субдукции, коим и является Максютковский комплекс. Две основные структурно-литологические единицы террейна – нижняя эцлогитовая и верхняя офиолитовая фактически объединены в единый структурно-тектонический пакет комплекса [Lennykh et al., 1995; Lennykh, Valizer, 1999; Вализер и др., 2015], что подтверждает одно из основных правил ИС – пространственно-временное сочетание эцлогитов и офиолитов. В свою очередь, геохимические данные по высокозарядным HFSE и LILE элементам в том же пакете комплекса фиксируют диагностическую магматическую хемотратиграфическую последовательность состава его пород, практически полностью соответствуя правилам ИС.

В краткой заметке нет необходимости останавливаться на детальной характеристике и строении Максютковского комплекса, опубликованных во многих работах [Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Leech, Ernst, 2000; Beane, Leech, 2007 и др.]. Однако для полноты представления процесса возникновения и формирования МК в рамках модели ИС необходимо обобщить, по крайней мере, основные его характеристики: петрологические, геохимические, геодинамические, связанные между собой геохронологическими данными.

Особенности эволюции метаморфизма Максютковского комплекса. В составе МК традиционно выделяют три структурно-вещественные (литолого-тектонические) единицы [Beane et al., 1995; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999]:

(1) **нижняя, «субконтинентальная»,** эцлогит-глаукофансланцевая: глаукофановые и полевошпат-слюдистые сланцы, кварциты с многочисленными линзами, будинами и прослоями эцлогитов, гранат-пироксеновых и реже ультраосновных (Ol-En¹) пород;

(2) **верхняя, метаофиолитовая толща,** состоящая из пород океанической коры, связанных с ними графитовых сланцев и метаграувакков с телами и линзами серпентинитов, мраморов и метабазальтовых пород;

(3) **промежуточная Юмагузинская** единица – метаосадочные породы (кварциты и слюдистые сланцы, без эцлогитов) неясного происхождения и нечеткой степени метаморфизма.

Возраст протолита – докембрийский. Самые древние датировки образований МК (по Zr из древних источников сноса) – охватывают интервал от 1.1–1.4 до 2.35–2.84 млрд лет и представляют возраст исходного мантийного субстрата, этапов его эволюции и метаморфизма [Вализер и др., 2011]. По поводу основного этапа эцлогитового метаморфизма

¹ Аббревиатура минералов приводится по [Whitney, Evans, 2010]

существуют две точки зрения: раннепалеозойский – 550–530 млн лет [Coleman et al., 1993; Dobretsov et al., 1996] и позднепалеозойский – 390–375 млн лет. Некоторые исследователи видят в этом двухэтапное развитие комплекса [Шацкий и др., 1997; Вализер и др., 2013; 2015]. Согласно геодинамическим представлениям инициация субдукции и развитие внутренней океанической Магнитогорской островной дуги, происходили в раннем девоне, около 400 млн лет [Spadea, D'Antonio, 2006]. В это же время (в интервале 390–330 млн лет) окончательно сформировался и Максютковский комплекс. В настоящее время по этому вопросу существует общий консенсус, согласно которому время пика эклогитового метаморфизма принято около 390 млн лет и несколько более молодых возрастов для отдельных рубежей развития МК при его охлаждении и эксгумации [Beane, Connolly, 2000; Leech, Willingshofer, 2004; Beane, Leech, 2007]. Конечные преобразования генераций циркона из пород МК датируются возрастом 284.9 ± 7.3 млн лет [Вализер и др., 2013]. Следовательно, полный временной интервал существования МК составляет чуть больше 100 млн лет. Хронологическое сравнение рубежей развития МК и смежных районов показывает, что время субдукции террейна не превышало 10 млн лет, что соизмеримо с длительностью процесса его эксгумации, который протекал в несколько этапов [Leech, Willingshofer, 2004].

Максимальные параметры метаморфизма МК определяются наличием в его составе пород с участием индекса минералов высокого давления – алмаза и коэсита, которые позволяют предположить, что литостатическое давление на ранней стадии минералообразования могло достигать ~ 2.7–3.2 ГПа при $T=600\text{--}700$ °С [Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Beane, Leech, 2007]. Наши исследования [Федькин, 2020; Fedkin, 2021] подтверждают топовые параметры метаморфизма: проградный этап $800\text{--}900$ °С, ретроградный $910\text{--}730$ °С при $P \sim 3.0\text{--}3.4$ ГПа. Еще более высокие параметры: $T=650\text{--}780$ °С и $P=3.2\text{--}3.5$ ГПа зафиксированы уральскими геологами в реликтовом парагенезисе Fo+En+Mgs+Ti-Chu из эклогитовой линзы, находящейся в структурно-генетическом сочетании с мантийным перидотитовым блоком [Вализер и др., 2011; 2015]. Такие условия сохраняются исключительно в редких случаях в глубинных включениях ультраосновных пород, поднявшихся на поверхность в результате тектонического меланжа. Последующие ретроградные и повторные прогрессивные этапы метаморфизма происходили в условиях фации голубых сланцев ($T \sim 450\text{--}700$ °С, $P \sim 1.2\text{--}1.7$ ГПа) и зеленосланцевой ($T \sim 380\text{--}470$ °С, $P \sim 0.7\text{--}1.3$ ГПа) фации [Beane, Leech, 2007; Fedkin et al., 2021].

Однако главной особенностью метаморфизма Максютковского комплекса является его циклический возвратно-пульсационный характер [Федькин, 2020], когда явления проградного и ретроградного метаморфизма неоднократно повторяются, а PT тренды, построенные по составам **Grt-Cpx** парагенезиса, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития террейна. По крайней мере, четыре таких цикла зафиксированы по данным микронзондовых исследований состава сосуществующих фаз в парагенезисе Grt+Cpx+Pl+Qtz (таблица). Характерно, что PT интервалы сопряженных проградных и ретроградных трендов совпадают, а временной промежуток между ними практически отсутствует. Это говорит о том, что стадии проградного и ретроградного метаморфизма следовали один за другим практически одновременно, что доказывает их принадлежность к одному этапу развития комплекса. Каждый цикл имеет определенную привязку по времени и фиксируется новообразованием породообразующих фаз и/или сменой их состава. В совокупности они образуют общий тренд ретроградной эволюции комплекса и характеризуют основные события на стадии его эксгумации.

Возрастная оценка первого цикла определена на основе изучения реликтового ультрамафитового включения (Ol+En) в эклогите (Omph+Grt+Ph) [Вализер и др., 2013; 2015] и, скорее всего, отражают время образования этого включения. Оно выпадает из общей возрастной линейки последующих событий – циклического ретроградного метаморфизма.

Таблица

Обобщенные РТ тренды проградно-ретроградного развития Максютковского комплекса [Федькин, 2020]

| Цикл | Проградные тренды | Ретроградные тренды | Возраст, Ма |
|------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| 1 | T=800→910 °C, P=2.5–3.5 ГПа | T=870→625 °C, P=3.5–2.5 | 533±4,6 [1] 485–392 [1] |
| 2 | T=540→790 °C, P=2.0→3.5 ГПа | T=745→615 °C, P=3.5→2.0 ГПа | 399–378 [2, 3] |
| 3 | T=460→630 °C, P=1.1→2.5 ГПа | T=690→550 °C, P=1.5→1.0 ГПа | 360±3 [1] 335–380 [2, 4] |
| 4 | T=310→520 °C, P=0.9→1.2 ГПа | T=545→310 °C, P=1.2→0.6 ГПа | 335–315 [2] |

Возрастные оценки циклов приводятся по: 1 – Вализер и др., 2013; 2 – Leech, Ernst, 2000; 3 – Beane, Leech, 2007; 4 – Dobretsov et al., 1996.

Геохимия высокобарных пород МК. Проведенные ранее геохимические исследования высокобарных пород МК [Beane, Sorensen, 2007; Федькин и др., 2007; Shchipsansky et al., 2012; Kovalev et al., 2015; Вализер и др., 2015; Fedkin et al., 2021] позволили выявить следующие особенности их состава по основным породообразующим компонентам, редким, рассеянным и редкоземельным элементам.

Отмечается большой разброс составов эцлогитов по основным элементам и, в первую очередь, по содержанию SiO₂: от 41.8 до 61.12 мас. %. Все образцы попадают в область низко калиевых базальтов, и только некоторые из них соответствуют андезито-базальтам.

Модальные количества магматического Cr_x и Pl по индексу Ca/(Ca+Na) в составах изученных пород присутствуют в равных пропорциях. Моделирование плавления пород по программе «Melt» показывает появление на ликвидусе клинопироксена при 2.0 ГПа, а Pl – вслед за ним при 1.0 ГПа, что соответствует их равноценной значимости в магматическом равновесном плавлении и петрологическим данным стабильности Pl при относительно низких P-T условиях.

На спайдер-диаграммах РЗЭ подавляющее большинство пород комплекса не обнаруживают положительных аномалий Eu и Sr, обычно типичных для внутрикоровых габбровых интрузий, что указывает на их происхождение за счет трансформации базальтов. Валовый состав UHP пород соответствует базальтам толеитовой и известково-щелочной серий, которые в координатах AFM, образуют единый эволюционный тренд. На дискриминационных диаграммах редких и рассеянных элементов их составы перекрывают поля различных петрогенетических серий: базальтов океанических островов (OIT, OIA), островодужных толеитов (IAT), N-MORB и E-MORB базальтов, свидетельствуя о происхождении их из разных мантийных источников. Соотношение деплетированных (La/Yb_N ~ 0.5–1.5) и обогащенных (La/Yb_N ~ 2–4.7) составов среди изученных образцов (в пропорции 1:2) подтверждает происхождение протолита комплекса из разных источников: (N-MORB и E-MORB) и (OIB), соответственно. Таким образом, для формирования протолита UH-UHP пород требуется, по крайней мере, трехкомпонентный источник исходного материала: обогащенной мантии OIB, деплетированной мантии N- и E-MORB типа и субдукционной компоненты, характерной для начала процесса субдукции.

На вклад субдукционной компоненты, указывает соотношение щелочей и кремнезема в эцлогитах комплекса, которое демонстрирует типичные тренды дифференциации протолита метаморфических HP-UHP пород [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Незначительное обогащение легкими породами комплекса РЗ элементами предполагает совокупность признаков субдукционной зоны и метасоматических изменений океанических metabазальтов.

Большая часть высокобарных пород комплекса оказалась обогащенной ниобием, так называемыми Nb-обогащенными базальтами (NEB), что является показателем субдукции

океанической коры. Возникает идея смены полярности субдукции МК с восточной на западную [Ryazantsev, Tolmacheva, 2016].

Геодинамическая позиция МК. Считается, что Максютковский комплекс представляет материал, полученный из передней кромки Восточно-Европейского кратона, который подвергся НР метаморфизму и деформации в зоне субдукции во время столкновения магнитогорской внутритрокеанической дуги и континента [Brown et al., 2006; Пучков, 2010]. Эклогитовые тела, при этом, рассматривались в качестве силлов и даек в рифовом бассейне на краю кратона [Beane, Connelly, 2000; Brown et al., 2006; Пучков, 2010; Kovalev et al., 2015]. Однако эта позиция требует уточнения, поскольку большая часть эклогитовых пород МК оказалась Nb-обогащенными базальтами, которые являются чувствительным индикатором не только коровой контаминации, но и субдукции океанических хребтов. Согласно модельным расчетам, вклад субдукционной компоненты в породах МК составляет от 1 до 4% [Pearce, 2008]. Возможно, это связано с тем, что формирование раннедевонского P-MORB хребта на Южном Урале происходило на океанической литосфере, претерпевшей надсубдукционные изменения в ордовикское время [Ryazantsev et al., 2008].

Роль мантийных плюмов в инициации субдукции МК. Составы эклогитов Максютковского комплекса, как деплетированных, так и обогащенных, хорошо интерпретируются моделью взаимодействия мантийно-плюмового источника OIB-типа и источника деплетированной мантии MORB-типа [Pearce, 2008]. Наличие в нижней единице Максютковского комплекса древних (~533 млн) UHP ультрамафитовых (Ol-En) и эклогитовых (Jd-Gros) пород, структурно и генетически связанных между собой, а также высокие параметры их образования – до $T > 700$ °C и $P > 3.5-4.4$ ГПа [Вализер и др., 2015], подтверждают участие на раннем этапе формирования комплекса тектонических мантийно-коровых включений древнего субстрата региона.

Соотношения $TiO_2/Yb-Nb/Yb$ в эклогитах комплекса позволяют оценить глубину магмогенерации протолита эклогитовых пород комплекса. При взаимодействии мантийно-плюмового источника OIB типа и деплетированной мантии MORB на глубинах ~3.5–2.0 ГПа происходит увеличение степени частичного плавления OIB источника от ~5 до 20%, где на глубине < 2 ГПа формируются составы N-MORB и E-MORB. Такое взаимодействие и распределение обогащенных и деплетированных составов характерно для P (plume) - MORB офиолитов и описаны в современных обстановках плитовой конвергенции [Pearce, 2008]. Не исключено также и участие в составе протолитов фрагментов палеопротерозойской примитивной мантии (PM), источником которых могли служить глубинные магматические очаги (плюмы), связанные с горячими точками [например, Вализер и др., 2011].

Бониниты как признак ИС. Впечатляющим признаком ИС является появление среди пород офиолитов бонинитов или вулканитов серии бонинитов, которые были сформированы *in situ* путем частичного плавления перидотита [Pearce, Robinson, 2010; Whattam, Stern, 2011]. Пространственная близость бонинитовых офиолитов подчеркивает влияние активности мантийного плюма на инициацию раннедевонской субдукции МК. Породы бонинитовой серии на западе Магнитогорской зоны [Кузьмин, Кабанова, 1991] указывают на то, что офиолиты МК формировались в надсубдукционной обстановке.

Обсуждение результатов. Из собранного материала видно, что основные моменты и признаки инициации субдукции: временное и пространственное сочетание эклогитовой и офиолитовой частей комплекса, необходимая хемотратиграфическая последовательность состава пород, открытый канал субдукции, отчетливо и полностью проявлены в Максютковском комплексе. Геохимические, петрологические и геодинамические критерии создают дополнительные подтверждающие условия процесса и раскрывают его специфические детали, сохраняя при этом свой независимый статус. Однако именно эти особенности и разнообразие реальных параметров осложняют восприятие Правил в качестве универсальной модели развития ИС. Даже «уникальные условия» Максютковского комплекса оставляют ряд спорных вопросов, связанных, скорее всего, со сложными характерными особенностями орогена, чем с общими критериями и признаками ИС.

Безусловно, присутствие в породах комплекса **алмаза и коэсита**, остается одним из главных признаков УНР условий формирования террейна, не смотря на достаточно редкие и не всегда инструментально подтвержденные (за 60 лет изучения МК) находки УНР фаз. И все же, нельзя отбросить этот факт как твердое доказательство достижения ультравысокобарных условий метаморфизма в результате начавшийся субдукции.

Конечно, можно поспорить, что максимальных уровень температур образования эклогитов 750–910 °С при $P \sim 3.2\text{--}4.5$ ГПа [Вализер и др., 2011; 2015; Федькин, 2020] несколько завышен. В Максюттовском комплексе нет адакитов – признаков плавления слэба. Да и проявления бонинитовых офиолитов – не слишком распространенное явление. Тем не менее, участие в процессе субдукции мантийных ультраосновных включений позволяет предположить заметную роль в ИС мантийно-плюмового компонента, что объясняет повышенный режим РТ параметров процесса в сохранившихся реликтовых ассоциациях.

Пока не ясно, каковы причины возникновения и развития циклического возвратно-пульсационного характера метаморфизма [Федькин, 2020]. Этот вопрос не имеет прямой связи с ИС, т.к. режим ретроградного метаморфизма на стадии эксгумации отражает условия финальной стадии субдукции, а не его инициацию. Тем не менее, какие-то причины этого явления существуют: скорость эксгумационного процесса или малая мощность поднимающейся пластины, ее флюидная насыщенность или высокая плавучесть [Beane, Sorensen, 2007]. Не ясно также, каким образом создается и работает механизм периодического подъема и погружения пакета УНР пород. Циклический пульсационный характер метаморфизма при эксгумации комплекса, возможно, является следствием частой смены направления и амплитуды геодинамических подвижек контактирующих пластин.

Основные **геохимические характеристики** высокобарных пород МК также не связаны непосредственно с ИС. Они показывают лишь состав исходного материала, собранного из разных источников, и некоторые эволюционные тенденции его изменения. Однако значение их становится принципиально важным для характеристики условий начала субдукционного процесса. Многие показатели являются индикаторами для решения ряда ключевых вопросов ИС, касающихся источника исходного материала протолита комплекса, участия коровой контаминации и мантийно-корового взаимодействия в субдукционном процессе, происхождение и роль Уральского океанического бассейна и др. Во всяком случае, именно на геохимических данных основаны выводы и расчеты коровой контаминации – по соотношению Th/Yb-Nb/Yb, или роли мантийных плюмов (соотношение Ti/Yb-Nb/Yb), при ИС Максюттовского комплекса [Pearce, 2008; Shchipansky et al., 2012; Fedkin et al., 2021].

Совместное нахождение обогащенных и деплетированных базальтов в составе МК, а также их Nb-обогащенный состав является показателем их океанической принадлежности и наводят на мысль о смене полярности субдукции комплекса [Ryazantsev, Tolmacheva, 2016]. Кстати, первоначальная идея субдукции Восточно-Европейского континента под Магнитогорскую островную дугу [Beane, Connelly, 2000; Brown et al., 2006; Пучков, 2010, Kovalev et al., 2015] неплохо вписывается в качестве начального этапа развития комплекса, а также по поводу субдукционной компоненты со стороны этого кратона.

В связи с этим возникают вопросы о **происхождении Уральского океанического бассейна**. Был ли этот бассейн частью Центрально-Азиатского палеоокеана, или образовался самостоятельно в нижнем палеозое – вопрос спорный. В первом случае тектоническая история МК была бы более длительной и должна включать несколько событий субдукции-аккреции [Ryazantsev et al., 2008]. Во втором случае продолжительность существования Уральского океана составляла не более 100 млн лет, во время которого мог произойти лишь один эпизод субдукции, который был там установлен [Spadea, D'Antonio, 2006; Brown et al., 2006; Пучков, 2010]. Позиция МК на границе разновозрастных доменов – раннедевонской магнитогорской дугой и нижнепалеозойской Сакмарской зоной Южного Урала, казалось бы подтверждает версию короткого варианта существования **Уральского бассейна** [Leech, Stockli, 2000]. Но в таком случае повисает вопрос участия в ИС субдукционной компоненты, а также проблема полярности субдукции МК – восточная или западная? В общем, клубок

нерешенных взаимосвязанных вопросов создает в МК действительно уникальное сочетание факторов, вряд ли воспроизводимое где-либо еще.

Геодинамическая обстановка источника протолита. Приведенные геохимические данные показывают, что валовые составы УНР пород МК перекрывают поля базальтов из различных геодинамических областей, свидетельствуя о разнообразии геодинамической обстановки начала субдукции и широком спектре составов базальтов от толеитового до известково-щелочного. Не ясно, каким образом в составе базальтовой магмы – протолита МК, за столь короткое время (100 млн лет) существования **Уральского океана** оказались компоненты из трех столь разных источников: деплетированной мантии N-MORB, обогащенной мантии OIB, вклада субдукционного компонента и, возможно, некоего мантийного источника. Естественно предположить, что эти компоненты и изменения в составе базальтов были накоплены в исходном материале задолго до начала ИС в результате геодинамического перемещения исходного субстрата МК через разные тектонические сферы, а состав уже сформированного протолита вряд ли оказывал какое-либо воздействие на процесс ИС.

Несколько иная ситуация возникает с находками ультрамафитовых включений в составе нижней единицы комплекса: одно высокобарное (Ol-En-Mgs-Chu) предположительно мантийного происхождения [Вализер и др., 2015], другое метасоматически измененное (Ol-Orx-Chu-Atg-Chl), умеренного давления [Перчук и др., 2024]. По мнению авторов, эти включения являются фрагментами примитивной и надсубдукционной мантии соответственно. В процессе ИС они участвуют в качестве захваченного мантийно-плюмового компонента, показывая роль мантийно-корового взаимодействия.

Дискуссионный характер перечисленных вопросов, безусловно, не затрагивает существа проблемы ИС, поскольку основные моменты и признаки этого явления, проявленные в МК, не вызывают сомнения. Разнообразие геохимических, геодинамических и петрологических особенностей процесса субдукции свидетельствует, скорее всего, о нестабильной тектонической обстановке региона в момент формирования МК, являясь лишь временным фактором ИС, в то время как первые пункты Правил определяют начало процесса.

Заключение

1. Геохимический состав эклогитов Максютковского комплекса, пространственное и временное сочетание образования эклогитов и офиолитовой его части, наличие восстановленного НР-УНР канала показывает, что инициация раннедевонской субдукции Максютковского комплекса происходила на океанической литосфере, претерпевшей более ранние надсубдукционные изменения с участием мантийно-плюмового взаимодействия и коровой контаминации.

2. Геодинамику формирования комплекса нельзя свести к какой-либо простой модели. Для формирования протолита УН-УНР пород комплекса требуются трехкомпонентный источник: деплетированной мантии N-MORB, обогащенной мантии OIB, вклада субдукционного компонента и, возможно, некоего мантийного источника. Наиболее вероятными геодинамическими обстановками, где могли реализовываться процессы подобного смешения, могли быть преддуговые или задуговые области конвергенции плит, подобные таковым современной зоны конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит.

3. Присутствие в регионе бонинитовых офиолитов подчеркивает момент участия в субдукционном процессе мантийно-плюмового механизма, который развивался в надсубдукционной обстановке островодужного комплекса.

4. Полученные данные указывают, скорее всего, на поддвижение палеоазиатской океанической коры под континент, как главное завершающее событие геодинамической эволюции комплекса, а не на субдукцию окраины Восточно-Европейского кратона.

5. Специфический возвратно-поступательный характер ретроградного метаморфизма комплекса, возможно, является дополнительным признаком инициации субдукции.

Благодарность. Авторы очень благодарны д-ру Алексею Рязанцеву (Геологический институт РАН) за его помощь в изучении геологии Южного Урала и ценные дискуссии.

Работа выполнена в рамках Госзадания FMUF-2022-0004, рег. № 1021051302305-5-1.5.2 и Программы Фулбрайт Института Международного образования, гранты 2011 и 2015 гг.

Список литературы

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. УНРМ эклогит Максютковского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН, 2015. Т. 461, № 3. С. 316–321.

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит Максютковского комплекса, Южный Урал // Литосфера, 2013. Т.4. С. 50–61.

Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютковского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2011. Т. 441. № 4. С. 1–4.

Кузьмин М.И., Кабанова Л.Я. Бонинитовые серии Южного Урала: геологическое и петрографическое описание, особенности состава и проблемы происхождения // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. Новосибирск: Наука. СО, 1991. С. 156–173.

Перчук А.Л., Зиновьева Н.Г., Сапегина А.В., Вализер П.М., Козловский В.М., Григорьева В.М., Подгорнова С.Т. Метаультрамафиты максютковского комплекса, Южный Урал: высокобарный Si-Al метасоматоз и карбонатизация на границе кора-мантия в зоне субдукции // Петрология, 2024. Т. 32. № 1. С. 59–90.

Пучков В.Н. Геология Урала и Предуралья (актуальные проблемы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов Максютковского комплекса (Южный Урал) // Геология и Геофизика, 2020. Т. 61. С. 666–684.

Федькин В.В., Новиков Г.В., Сипавина Л.В., Федькин А.В. Геохимические особенности эклогит-глаукофансланцевых пород Максютковского (Южный Урал) и Атбашинского (Южный Тянь-Шань) комплексов // Минералогия Урала. Сб. научных трудов. Миасс-Екатеринбург, 2007. С. 116–122.

Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютковского комплекса Южный Урал // ДАН, 1997. Т. 352. № 6. С. 285–288.

Beane R.J., Connelly J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex southern Ural Mountains // Journal of the Geological Society, 2000. V. 157. P. 811–822.

Beane R.J., Leech M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // Geological Society of America Special Paper, 2007. No. 419. P. 153–169.

Beane R.J., Sorensen S.S. Protolith signatures and element mobility of the Maksyutov subducted slab, Southern Ural Mountains, Russia // Inter. Geol. Review, 2007. V. 49. P. 52–72.

Beane R.J., Liou J.G., Coleman R.G., Leech M.L. Mineral assemblages and retrograde P-T path for high- to ultrahigh-pressure metamorphism in the lower unit of the Maksyutov Complex, Southern Ural Mountains, Russia // Island Arc, 1995. V. 4. P. 254–266.

Brown D., Alvarez-Marron J., Spadea P., Puchkov V., Gorozhanina Y., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Juhlin C. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth- Science Reviews, V. 79. 2006. P. 261–287.

Coleman R.G., Liou J.G., Zhang R.Y., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V. Tectonic setting of the UHPM Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // Eos (Transactions, American Geophysical Union), 1993. V. 74. P. 47.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Liou J.G., Zhang R., Beane R.J. Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // International Geology Review, 1996. V. 38. P. 136–160.

Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L., Shchipansky A.A., Valizer P.M., Ernst W.G. Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // Geological Society of America Special Paper, 2021. V. 552. P. 177–195.

Kovalev S.G., Timofeeva E.A., Pindyurina E.O. Geochemistry of the eclogites of the Maksyutov Complex, South Urals, and genetic nature of their protoliths // Inter. Geochemistry, 2015. V. 53(4). P. 285–213.

- Le Bas M.J., Streckeisen A.L.** The IUGS systematics of igneous rocks // Jour. Geol. Soc., 1991. V. 148. P. 825–833.
- Leech M.L., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos, 2000. V. 52. P. 235–252.
- Leech M.L., Stockli D.F.** The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // Tectonics, 2000. V. 19. P. 153–167.
- Leech M.L., Willingshofer E.** Thermal modeling of an ultrahigh-pressure complex in the south Urals // Earth and Planetary Science Letters, 2004. V. 226. P. 85–99.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.** High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // Fourth International eclogite field symposium. Novosibirsk, OIGGM SB RAS, 1999. 64 p.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: implications for ultrahigh-pressure metamorphism // International Geology Review, 1995. V. 37. P. 584–600.
- Pearce J.A.** Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust // Lithos, 2008. V. 100. P. 14–48.
- Pearce J.A., Robinson P.T.** The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // Gondwana Research, 2010. V. 18. P. 60–81.
- Ryazantsev A.V., Dubinina S.V., Kuznetsov N.B., Belova, A.A.** Ordovician lithotectonic complexes in allochthons of the Southern Urals // Geotectonics, 2008. V. 5. P. 368–395.
- Ryazantsev A.V., Tolmacheva T.Yu.** Ordovician volcanic and plutonic complex of the Sakmara allochthons in the Southern Urals // Geotectonics, 2016. V. 50(6). P. 23–51.
- Shchipansky A.A., Fedkin V.V., Ernst W.G., Leech M.L.** Petrochemical and geochemical characteristic of eclogites of the Maksyutov complex (preliminary data) // Mineralogy in a whole space of the word. RMS Annual Session and Fedorov Session Conf. proceedings. St. Petersburg. 2012. P. 271–273.
- Spadea P., D'Antonio M.** Initiation and evolution of intra-oceanic subduction in the Uralides: geochemical and isotopic constrains from Devonian oceanic rocks of the Southern Urals, Russia // Island Arcs, 2006. V. 15. P. 7–25.
- Whattam S.A., Stern R.J.** The subduction initiation rule': a key for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Mineral. Petrol., 2011. V. 162(5). P. 1031–1045.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviation for names of rock-forming minerals // Am. Mineral., 2010. V. 95. P. 185–187.

УФАЛЕЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ: ТЕКТОНИКА, ВОЗРАСТ МАГМАТИЗМА, ПАРАДОКСЫ

**Г.Ю. Шардакова¹, А.В. Коровко¹, Е.В. Пушкарев¹,
Г.Н. Бороздина¹, Я.А. Белковская²**

¹*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,*

²*Уральский государственный горный университет, Екатеринбург*

shardakovagalina@mail.ru

Аккреционная зона между Уральским орогеном и Восточно-Европейской платформой (ВЕП), субмеридионально протягивающаяся на тысячи км, представлена коллажем пространственно сближенных тектонических блоков и пакетов пластин, которые сложены в разной степени преобразованными полихронными, полиформационными комплексами, образования которых сформированы на различных этапах геодинамического развития доуралид и Уральского орогена.

Определенный интерес для реставрации наиболее ранних палеогеодинамических режимов региона представляют блоки, расположенные западнее зоны Главного Уральского разлома (ГУР), имеющего восточное падение, в строении которых участвуют образования

докембрийских комплексов. Они широко распространены на Южном Урале по периферии Восточно-Европейской платформы (Тараташский, Александровский, Максютковский, Суванякский и др.) и на Полярном Урале по внешней границе Главного Уральского разлома (фрагменты в составе Марункеуского, Неркаюского, Северного и Южного Хардьюских массивов и т.п.). Для слагающих их пород установлены древние возраста в диапазоне от 1.5–2.3 (до 3.5) млрд лет [Ленных, 1984; Андреичев, 2004; Ронкин, 2012; Тевелев и др., 2015; Udoratina et al., 2021].

Многие исследователи [Пыстина, Пыстин, 2002; Пучков, 2010; Шардакова, 2016б и др.] склонны относить к подобным образованиям породы, слагающие блок, выделяемый как Уфалейский антиклинорий (УА) (или его фрагменты). УА входит в Уфалейско-Уралтаусский мегантиклинорий (в контурах Центрально-Уральского поднятия) и протягивается с севера на юг примерно на 150 км параллельно общеуральским структурам. На севере УА граничит с Кваркушко-Синегорским, на юге – с Башкирским антиклинориями. Для УА характерны обилие разрывных нарушений, многоактность проявления разноглубинных процессов магмогенерации и метаморфизма. Сделанные заключения об условиях и степени мантийно-корового взаимодействия, составе и позиции протолитов для будущих ортопород и исходных магматических источников тоже весьма расплывчаты. Неоднозначность представлений о строении, границах и возрасте горных пород отразилось в разной рисовке и датировках литологических подразделений и магматических образований УА. Для формирования единой картины пока недостаточно геологических и изотопно-геохимических данных, а также наблюдений за соотношениями разноплановых разрывных нарушений. Получив ряд новых данных, мы в очередной раз возвращаемся к этому вопросу.

Приведем краткий обзор существующих «противоречий». Наиболее изучена авторами южная часть УА, так называемый Южно-Уфалейский блок (ЮУБ), отделенный от более северной части структуры поперечным разломом. ЮУБ сложен преимущественно гнейсами и амфиболитами, которые прорваны телами палеозойских габброидов, сиенитоидов, гранитоидов [Белковский, 2011; Шардакова, 2016а]. Даже для этой части УА деление пород на свиты в публикациях и картах разных лет сильно различается.

Г.А. Кейльман [Кейльман, 1974], сторонник представлений о купольном строении этого блока, выделял гнейсовое ядро и его сланцевое обрамление: породы первого именовались уфалейской свитой, второго – куртинской. С.А. Зорин с коллегами [Зорин, Гоголан, 1976 г.] была предложена четырёхчленная схема строения уфалейской свиты в составе киалимской серии среднего рифея. С точки зрения А.И. Белковского [2011], Уфалейский блок разбит на тектонические пластины, различающиеся составом, генезисом, степенью метаморфизма и возрастом слагающих их образований (с запада на восток): мерзелинская, указарская, егустинская, куртинская. В последней редакции геологической карты (N-41-I) [Государственная ..., 2021] принята схема деления на свиты – егустинскую (PR_{1eg}), слюдяногорскую (PR_{1sl}) и куртинскую (RF_{2kr}). Предшествующие обоснования палеопротерозойского возраста (около 1100 млн лет) метаморфитов блока основываются на двух ранних датировках [Минеев, 1959; Краснобаев, 1986], а современные «привязаны» к возрасту пироксенитов Шигирских сопок (1651 ± 47 млн лет [Краснобаев и др., 2013]) (далее – ШС), в которых наличие собственных цирконов довольно проблематично, а соотношения пироксенитов с амфиболитами рамы (егустинская свита) не установлены. Возрастные этапы внедрения гранитоидов в этой части УА описаны в работах [Шардакова, 2016а, б], автор которых принимала участие в геологической съемке на листе N-41-I (Кыштым).

В обобщающей работе последних лет [Водолазская и др., 2015] метаморфиты ЮУБ подразделены на слюдяногорскую (PR_{1sl}), куртинскую (RF_{2kr}), указарскую (RF_{3uz}) и козинскую (ϵ_3-O_1kz) свиты. В северной части УА выделены два основных пакета тектонических пластин восточного падения: западный, сложенный образованиями указарской свиты, несогласно перекрываемыми породами козинской свиты, и восточный – сложенный преимущественно образованиями куртинской свиты. В пределах обоих пакетов показано широкое развитие гранитоидов повышенной щелочности битимского ($\epsilon\gamma V_{1bt}$) и

хомутовского ($\gamma\text{P}_{\text{C}_{1-2}h}$) комплексов. На листе О-40-XXXVI по результатам более поздних работ [Отчет..., 2020 г.] гранитоиды битимского комплекса, как и ранее [Опытно-методические..., 2004] отнесены к V_2 , а породы куртинской свиты (восточный «пакет») отнесены к D_{1-2} . И это только ряд различий.

Ясно, что неоднозначные рисовка и расчленение свит и комплексов отражают представления разных авторов о строении частей УА и лишней раз указывают на недостаточную изученность этой сложной структуры и возможную тектоническую природу и автономность развития отдельных её фрагментов. Нами проведено специализированное изучение детритовых цирконов (см. ниже), а также выполнено датирование ряда (орто)магматических образований из разных частей УА. Предварительные результаты – один из шагов для получения более четких представлений о геологической истории формирования УА как фрагмента аккреционной зоны между Уральским орогеном и ВЕП.

Наименее доказанным, по нашему мнению, является докембрийский возраст гнейсов и амфиболитов ЮУБ, опирающийся на датировки пироксенитов ШС. Из тяжелой фракции пироксенитов пока не удастся выделить цирконы, поэтому была предпринята попытка изучить «детритовые» цирконы из четвертичных отложений сухого русла временного водотока из субширотной долины (1 км), расположенной между телами пироксенитов северной и южной Шигирских сопкок. Область сноса захватывает как сами ультрабазиты, так и из их рамы гнейсы и амфиболиты егустинской свиты. Некоторый привнос материала из удаленных источников, конечно, исключить нельзя.

Исследования проводились в ЦКП "Геоаналитик" (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург), U-Th-Pb возраст определялся на квадрупольном масс-спектрометре ICP-MS NexION 300S с приставкой для лазерной абляции (LA-ICP-MS) NWR 213 (аналитики В.С. и М.В. Червяковские). Измерения проводились в 176 зернах циркона. Были получены 253 (ядра и каймы) датировки: 109 из них – конкордантные ($-5 < D < 5\%$), 22 – субконкордантные. На кривой относительной вероятности распределения изотопных возрастов цирконов проявлен резкий максимум в 2100–2000 млн лет (30% всех определений) и несколько слабых пиков в диапазоне 3200–2500 млн лет. Три зерна имеют молодой возраст 570–485 млн лет, попадающий в интервал проявления тиманских тектоно-термальных событий [Кузнецов и др., 2005; Пучков, 2010 и др.]. Важно то, что среди полученных цифр отсутствуют значения в 1650–1400 млн лет, отвечающие «возрасту» пироксенитов ШС – то есть эта датировка проблематична.

Кроме того, нами выделены и изучены цирконы и апатиты из амфиболитов, непосредственно окружающих пироксениты ШС. Определение U-Pb возраста (зерна в шашке) производилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на связке приборов – установке для лазерной абляции Analyte Excite с ячейкой HeEx II (длина волны эксимерного ArF лазера 193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900 (аналитики А.В. Иванов, Н.В. Брянский, Е.А. Гладкочуб). Были получены конкордантные датировки: по циркону – в 621.8 ± 8.5 млн лет, по апатиту – в 310 ± 26 млн лет. По данным рамановской спектроскопии, циркон из данной пробы длительное время находился при $T > 370$ °С. Значения температур частичных потерь Pb в апатите определены в 350–570 °С (по [Chew, Spikings, 2021]). При более низких температурах U-Pb система в апатите полностью закрыта, а при более высоких – радиогенный Pb «обменивается» с окружающей средой.

Также в Лаборатории стабильных изотопов аналитического центра ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) производился анализ изотопов кислорода в двух пробах амфиболитов егустинской свиты: значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ составили +5,4 и +5,6 ‰.

Что могут означать эти данные применительно к истории формирования южной части Уфалейского блока? Изотопные датировки большинства цирконов из шлиховых ореолов над телами пироксенитов ШС близки к таковым для цирконов из пород Тараташского и Александровского блоков – древнейшим на Урале фрагментам фундамента ВЕП. Малая часть древнейших цирконов могла быть транспортирована после разрушения пород данных

структур и переотложена здесь; но существенная доля в шлиховом ореоле явно принадлежит близлежащим образованиям. Это позволяет выдвинуть версии: 1) пироксениты ШС очень древние и представляют собой тектонический фрагмент в «агломерате» пород ЮУБ, 2) в обрамлении ШС присутствуют не обнаженные породы явно более древнего возраста, возможно, родственные образованиям Тараташского и Александровского блоков.

Отметим, что пироксениты ШС и окружающие их амфиболиты и гнейсы находятся в контурах тектонического блока, ограниченного со всех сторон разрывными нарушениями, что позволяет предположить возможность его «собственной» истории. Проведенный нами анализ петрогеохимических особенностей указанных метаморфитов, включаемых в состав егустинской свиты, свидетельствует об их сходстве с островодужными образованиями, что раннее для пород блока подчеркнуто не было. Наиболее изученные амфиболиты и гнейсы центра ЮУА (слюдяногорская свита) близки по составу к внутриплитным рифтогенным образованиям типа метавулканитов машакской и кувашской свит, габброидам и гранитам Кусинско-Копанской группы интрузий [Шардакова и др., 2016б], имеющих среднерифейский возраст. Для пород слюдяногорской свиты имеются многочисленные датировки (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) в интервале 570–515 млн лет (и моложе) [Коротеев и др., 2010; Белковский, 2011; Краснобаев и др., 2010; Шардакова, 2016а], которые, по мнению всех авторов, отражают время активного метаморфизма, синхронного с проявлениями Тиманского орогенеза, особенно выраженными на Полярном и Приполярном Урале [Кузнецов и др., 2005; Пучков, 2010; Udoratina et al., 2021 и др.].

Мы не утверждаем пока, что полученная нами цифра в 621 млн лет по цирконам из амфиболитов егустинской свиты (обрамление ШС), является возрастом эдукта этих пород (базитов), а не временем метаморфических событий. Если верно последнее, тогда возраст проявлений тектоно-термальной активности в породах западной (фрагмент егустинской свиты с ШС) и центральной (слюдяногорская свита) частей ЮУБ, вероятно, указывает на автономную историю формирования этого блока. По неопубликованным данным одного из авторов, ϵNd для амфиболитов и гнейсов слюдяногорской свиты не превышает +2, что говорит о существенной роли в субстрате корового материала, тогда как величина $\delta^{18}O_{VSMOW}$ для амфиболитов из этой части егустинской свиты – практически «мантийная»: +5.6 ‰. Различия в геодинамических обстановках и родственность этого фрагмента к другим частям зоны сочленения Уральского орогена с ВЕП еще предстоит обосновать. Палеозойские датировки, фиксируемые для ортопород как западной, так и центральной частей ЮУА, лежат в интервале 320–240 млн лет (в том числе и наша по апатитам) и отражают возраст событий, связанных со становлением и развитием собственно Уральского орогена.

В ходе работ авторов в последние годы в северной части УА получены изотопные U-Pb (по цирконам, SHRIMP-2, ВСЕГЕИ) датировки: для метаморфитов указарской свиты из западного пакета тектонических пластин – 567.4±4.7 млн лет, а для гранитов битимского комплекса, слагающим субсогласные тела в этих метаморфитах – 584.9±6.7 млн лет. Первая датировка имеет довольно высокое MSWD, а разброс «цирконовых» возрастов составляет 600–540 млн лет. То есть, фактически, обе эти цифры укладываются в интервал метаморфических событий, следы которых фиксируются в породах слюдяногорской свиты ЮУБ. Это можно считать одним из дополнительных обоснований сходной истории становления метаморфитов УА и ЮУБ. Но эти данные пока требуют дополнительного анализа.

Кроме того, в северной части УА в пределах восточного пакета тектонических пластин были определены рамки U-Pb (по цирконам) возраста прорывающих куртинскую свиту сиенитоидов, относимых здесь к хомутовскому комплексу: цифры отвечают интервалу 421–454 млн лет. Породы близкого облика и состава присутствуют и в южной части УА, где они именованы как козлиногорский (козловогорский) комплекс, возраст которого составляет 457–433 млн лет (по разным типам пород) [Тевелев и др., 2015а; Шардакова, и др., 2015]. Ранее В.Я. Левин [Левин, 1997] указывал на сходство состава пород и типа субстрата для

пород козлинского и хомутовского комплексов. Геохронологические данные, как мы видим, это подтверждают.

Таким образом, на основе новых данных показаны сложность, гетерогенность и полихронность образований, объединяемых в структуру УА, и возможная автономность развития разных его тектонически сближенных частей. Это дает основания для уточнения деления на свиты ортопород, пока не очень корректно зафиксированного на геологических картах. Одним из наиболее важных результатов, по нашему мнению, является получение современными методами древних датировок, показывающих, как минимум, наличие в пределах УА докембрийских образований, как максимум – свидетельствующих о наличии, по крайней мере, в южной части УА, пород архейско-протерозойского возраста. Сходство датировок и составов метаморфических и магматических образований северной и южной частей УА также может указывать на их «геодинамическое» родство.

Исследования выполнены частично в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800009-9.

Список литературы

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМИН УрО РАН, 2011. 234 с.

Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 000 000 (III поколение). Серия Уральская, Лист О-40. Пермь, СПб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-I (Кыштым). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Н. С. Кузнецов, Б. А. Пужаков, В. Д. Шох и др.; Минприроды России, Роснедра, Челябинскнедра, ОАО «Челябинскгеосъемка». Электрон. текстовые дан. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 259 с.

Зорин С.А., Гоголан А.М. Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Уралтауской площади планшетов N-40-24-Г (восточная половина) и N-41-13-А и В (западная половина), проведенного Уралтауским ГСО в Кусинском районе и на территории гг. Кыштым, Карабаш, Миасс и Златоуст в 1973–1975 гг. Челябинск, 1976. 286 с.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 196 с.

Коротеев В.А., Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагенция шовных зон Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 414 с.

Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопков (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Докл. АН, 2013. Т. 450. №5. С. 586–591.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чердиченко Н.В., Давыдов В.А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 273–279.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид–тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 97 с.

Левин В.Я. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, 1997. 271 с.

Ленных В.И. Доуралиты зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала / Тектоника и метаморфизм западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 2–42.

Минеев Д.А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Докл. АН СССР, 1959. Т. 127. №4. С. 865–868.

Опытно-методические работы по созданию Госгеолкарты-200 листов О-40-XXX, О-40-XXXVI (Среднеуральская серия). Книга I. Геологическое строение / Науч. рук. проф. Соколовский А.К. Москва: Росгеолфонд, 2004. 811 с.

Отчет по результатам работы по объекту: «Выполнение работ по оценке геологической, геофизической изученности и подготовке материалов по геологическому обоснованию проведения

ГДП-200 в пределах листа О-40-XXXVI (Нязепетровская площадь)» / Мосейчук В.М., А.В. Тевелев и др. Челябинск, ООО НТПП «Геопоиск», 2020. 280 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 2010. 280 с.

Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геохронология древнейших образований Южного Урала // Литосфера, 2012. №5. С. 50–76.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О., Прудников И.А., Тевелев Арк.А. Новые данные о составе и возрасте козлингорского комплекса габбро и щелочных гранитов (западный склон Южного Урала) // Вестник МГУ, 2015. Сер. 4. Геология. №4. С. 74–86.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов // Вестник МГУ, 2015а. Сер. 4. Геология. №1. С. 27–42.

Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия, 2016а. №7. С. 607–622.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера, 2016б. №4. С. 133–137.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлингорского комплекса // Ежегодник-2014. Труды ИГГ УрО РАН. 2015. Вып. 162. С. 148–154.

Chew D.M.; Spikings R.A. Apatite U-Pb Thermochronology: A Review // Minerals, 2021. №11. P. 1095.

Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A. Granitoid magmatism in the north of the Urals: U–Pb age, evolution, sources. Geodynamics & Tectonophysics, 2021. 12 (2). P. 287–309.

КЕРАМИЧЕСКИЙ КОМПОЗИТ НА ОСНОВЕ ПИРОФИЛЛИТОВОГО СЫРЬЯ МЕСТРОРОЖДЕНИЯ КУЛЬ-ЮРТ-ТАУ (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН)

У.Ш. Шаяхметов¹, А.Р. Хамидуллин¹, И.Р. Набиуллин², В.Ф. Юлдашбаева³

¹*Уфимский университет науки и технологий, Уфа*

²*ООО «Алком», Уфа*

³*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
rusairu@ufanet.ru; khamidullinar@uust.ru*

Научно-технический интерес к алюмосиликатным материалам остается актуальным, поскольку сегодня имеются технологические задачи создания на их основе упруго-пластичных материалов. Для решения этих задач важным минералом являлся и остается пирофиллит в связи с его закономерными физико-химическими свойствами [Бакунов и др., 2013; Шаяхметов и др., 2018; Хамидуллин и др., 2022].

Из-за стремления к локализации сырьевых ресурсов, большое внимание направлено на поиск, изучение состава и свойств местного минерального сырья. На территории Республики Башкортостан имеется кварц-пирофиллитовое месторождение Куль-Юрт-Тау, сырье которого представляет интерес для получения жаростойких упруго-пластичных материалов. Нами рассматриваются композиционные составы на основе пирофиллитового сырья названного месторождения с применением связующих компонентов из силикатов и фосфатов. Химический состав пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау изучен рентгенофлуоресцентным анализом на энергодисперсионном спектрометре

Хенеметрих модели X-Calibur (Израиль). Результаты элементного анализа приведены в таблице.

Таблица

Химический состав пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау

| Оксид | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | CaO | MgO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | S _{общ} | ППП |
|-------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|
| ПФС | 51.020 | 0.403 | 19.914 | 4.935 | 0.007 | 0.545 | 0.474 | 0.485 | 0.414 | 0.147 | 3.321 | 18.766 |

С целью изучения термического поведения композиционного керамического материала на основе пирофиллита проведены исследования температур деформации под нагрузкой в соответствии с ГОСТ 4070-2000 с помощью однопозиционной установки высокотемпературной деформации. Указанный ГОСТ устанавливает метод определения происходящих изменений при высоких температурах под стандартной нагрузкой. Выбрана температура нагрева до 1300 °С, скорость нагрева 5 °С/мин (300 °С/час).

Композиционная керамика на основе пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау с применением силикатного связующего показала относительно равномерное расширение при нагреве и начало размягчения при температуре 1150 °С (рис. 1, кривая 1). Далее происходит пластичная деформация. Небольшой изгиб на кривой около 600 °С, вероятно, связан с фазовым переходом α -SiO₂ → β -SiO₂.

Композиционная керамика на основе пирофиллитового сырья этого месторождения с применением фосфатного связующего показала равномерное расширение при нагреве и начало размягчения при температуре 1380 °С (рис. 1, кривая 2). Далее происходит пластичная деформация. Относительно высокая температура начала размягчения, вероятно, связана с формированием алюмофосфатных цементов в процессе реакции глинозема, присутствующего в пирофиллите, с фосфатным связующим.

Методом оптической микроскопии с помощью приставки Digital Microscope U500X (Китай) изучена структура сколов образцов композиционных материалов из пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау. Установлено, что в рассматриваемых материалах, изготовленных с применением силикатного связующего, наблюдается плотная структура с низкой пористостью (рис. 2 а), а в случае с фосфатным связующим – поры (рис. 2 б), вероятно, полученные за счет выделения оксида фосфора в процессе комплексной реакции с образованием, в итоге, фосфата алюминия как структурообразующего неорганического полимера.

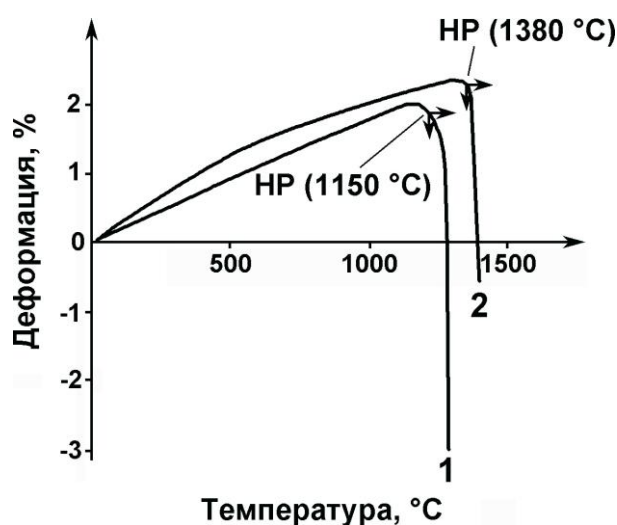


Рис. 1. Зависимость деформации от температуры под стандартной нагрузкой образцов композиционных материалов из пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау, изготовленных с применением силикатного связующего (1) и фосфатного связующего (2)



Рис. 2. Структура сколов образцов композиционных материалов из пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау, изготовленных с применением силикатного связующего (а) и фосфатного связующего (б)

Таким образом, использование пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау с применением силикатных связующих и фосфатных связующих позволяет заменить используемый в настоящее время алюмосиликатный компонент в керамических композиционных материалах путём его частичной или полной замены.

Список литературы

Бакунов В.С., Мурзакова А.Р., Шаяхметов У.Ш., Якупова Л.В. Технология композитов на основе пирофиллитового сырья месторождения Куль-Юрт-Тау // Стекло и керамика, 2013. №2. С. 51–55.

Шаяхметов У.Ш., Шаяхметов А.У., Захаров А.В., Хамидуллин А.Р., Газизова А.Т. Огнеупорные композиции на основе пирофиллитового сырья // Новые огнеупоры, 2018. №6. С. 8–13.

Хамидуллин А.Р., Шаяхметов У.Ш., Чудинов В.В., Резяпов Р.Д., Гадиева Ю.А. Исследование физико-технических свойств композиционных материалов на основе пирофиллита // Современные технологии композиционных материалов / Материалы VII Всероссийской научно-практической молодежной конференции с международным участием. Отв. редактор У.Ш. Шаяхметов. Уфа, 2022. С. 234–239.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ТАЛЬКИТОВ АБОЛОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД (БЕЛОРЕЦКАЯ ТАЛЬКОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Е.О. Шиянова

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа
pindyurinaevgeniya@mail.ru

В недавнее время на Южном Урале А.В. Кочергиным, директором ООО «Уральское горно-геологическое агентство», с соавторами [Савченко и др., 2016] в пределах Белорецкого (Маярдакского) метаморфического комплекса и зоны его обрамления выявлена новая тальконосная провинция, включающая в себя три проявления тальцитов и талькового камня. Открытые объекты апокарбонатных тальцитов, в том числе Абовского проявления, на

сегодняшний день являются единственными проявлениями этого типа в Европейской части Российской Федерации. Апробированные прогнозные ресурсы на Абовском проявлении по категории P_2 составили: тальцитов – 90 тыс. т, талькового камня – 1030 тыс. т.

Талькиты Абовского проявления приурочены к терригенно-карбонатным пачкам катакской подбиты авзянской свиты среднего рифея (RF_{2av1}). Тальковмещающие карбонатные породы доломит-магнезитового состава залегают среди метаморфических сланцев – низкоуглеродисто-двуслюдисто-кварцевых и порфиробластовых полевошпат-двуслюдисто-кварцевых [Савченко и др., 2016; Калистратова и др., 2016]. Установлено, что образование апокарбонатных тальцитов связано с магнезиально-кремнистым метасоматозом по магнезиальному карбонатному субстрату при участии среднетемпературных гидротермальных растворов с температурами образования талькового оруденения 200–300 °С [Крупенин и др., 2017]. Формированию тальковой минерализации в проявлении предшествовали процессы образования магнезита по доломиту при наложенных процессах метаморфизма и мраморизации карбонатных пород. Многостадийность геологических процессов, развитых на данной территории, обусловила разнообразие минеральных парагенезисов и сложные взаимоотношения между минералами в породах [Калистратова и др., 2016], которые слабо изучены. В настоящей работе представлены результаты детального петрографического изучения тальковых пород – тальцитов и тальк-карбонатных камней, а также вмещающих их карбонатных пород и метаморфических сланцев.

Талькиты сложены преимущественно тальком с подчиненным количеством хлорита, а также содержат зерна кварца, незначительные реликтовые включения доломитов и магнезитов. Внешне породы окрашены в светлые тона – кремовые, светло-серые, белые, отличаются высокой чистотой и показателями белизны. Талькиты в шлифах имеют массивную текстуру, структура пород микролепидобластовая с беспорядочным, разноориентированным характером распределения тонких лейст талька и хлорита. Тальк в шлифах бесцветный, микрочешуйчатый. По данным микрозондового анализа состав талькита почти стехиометричный, с незначительной примесью железа [Савченко и др., 2015 г.]. Хлорит – бесцветный, едва плеохроирующий в бледно-зеленоватых оттенках (петрографическая разновидность – диабантин). По данным микрозондового анализа установлен магнезиальный состав хлорита. Из аксессуарных минералов отмечается присутствие кристаллов рутила размерами сотые доли мм, а также редкая рассеянная сульфидная минерализация.

Тальк-карбонатные камни – карбонатные породы с содержанием талька более 35%. Структура таких пород лепидогранобластовая, текстура массивная. Основная кристаллическая матрица состоит из субидiomорфных и идиоморфных кристаллов доломита и магнезита размерами в среднем 0.1–0.4 мм. Отмечается неравномерная перекристаллизация с появлением участков с более крупными размерами кристаллов доломита и магнезита (до 2.5 мм), а также обладающими большей идиоморфностью. Единично на участках перекристаллизации встречены идиоморфные метакристаллы кальцита размерами до 1.1 мм, отчетливо корродирующие доломит и магнезит.

В значительном количестве в породе содержатся тальк и хлорит в виде волокнистых агрегатов, развитых в интерстициальном пространстве доломита и магнезита и иногда окаймляющие участки перекристаллизации. В целом отмечается увеличение размера тальковых и хлоритовых лейст (до 0.08–0.12 мм по удлинению), в отличие от таковых в талькитов. Кроме того, хлорит плеохроирует отчетливо в бледновато-зеленоватых тонах.

Второстепенными минералами, встречающимися в тальк-карбонатных камнях являются редкие лейсты мусковита и биотита размерами до 0.3 мм. Мусковит в шлифах бесцветный, а биотит едва плеохроирует в коричневатых тонах. Распределение мусковита и биотита в породах незакономерно, беспорядочно. Кроме того, как правило, присутствие их не приурочено к тальк-хлоритовым агрегатам.

В тальк-карбонатных камнях отмечаются тонкие, нитевидные кварцевые прожилки, в том числе те, которые пересекают карбонатную матрицу. Иногда по контуру кварцевых

прожилков отчетливо наблюдается развитие тальк-хлоритовых агрегатов. В основной карбонатной матрице крайне редко встречаются ксеноморфные зерна кварца, развитые в интерстициях между кристаллами доломита и магнезита. Среди аксессуарных минералов встречаются редкие кристаллы клиноцоизита, рутила, апатита, а также дисперсная примесь титанистых минералов и сульфидов.

Карбонатные породы имеют смешанный доломит-магнезитовый состав с переменным количеством этих минералов. Структура пород – гранобластовая, а в присутствии талька, хлорита или слюдистых минералов – лепидогранобластовая. Текстура пород массивная.

Магнезит в породах представлен крупными идиоморфными кристаллами размерами до 1.5–3.0 мм. По данным изучения микрозондового анализа отмечается зональное строение кристаллов, где в ядре магнезит по составу близок к стехиометрическому с кристаллохимической формулой $(\text{Fe}_{0,03}\text{Mg}_{0,97})[\text{CO}_3]$, а в краевой части имеет чуть более железистый состав – $(\text{Fe}_{0,07}\text{Mg}_{0,93})[\text{CO}_3]$. Доломит развит в виде субидиоморфных кристаллов меньшего размера (до 0.7–2.0 мм по удлинению), имеет в основной массе плотное, конформное сочленение. Местами отмечается корродирование доломита магнезитом, что согласуется с результатами изучения аншлифов, проведенного Н.В. Грановской, которой установлено замещение доломита магнезитом [Савченко и др., 2015 г.].

Единично встречаются идиоморфные метакристаллы кальцита размерами до 1.45 мм, отчетливо корродирующие доломит и магнезит. В карбонатной пачке проявлен процесс окварцевания. В породах встречаются многочисленные кварцевые прожилки шириной до 4–5 мм. Кроме того, при больших увеличениях видно, как кварц развит в интерстициальном пространстве на участках крупнокристаллического магнезита. Кварц содержит редкие пойкилитовые включения талька.

Второстепенными минералами в карбонатных породах являются мусковит и хлорит, содержание которых не превышает 2–3%. Эти минералы развиты в интерстициальном пространстве между кристаллами магнезита и доломита, либо слагают участки неправильной формы. Мусковит встречается в виде бесцветных лейст размерами до 0.15 мм. Хлорит слабо плеохроирует в бледно-зеленоватых тонах, имеет размеры отдельных лейст в среднем 0.03–0.05 мм, чаще образует волокнистые агрегаты.

Рудная минерализация представлена редкими кристалликами кубического габитуса – сульфидами (пирит), черным непрозрачным и просветляющимся бурым тонкорассеянным веществом – гидроокислами железа, дисперсной примесью титанистых агрегатов.

Низкоуглеродисто-двуслюдисто-кварцевые сланцы имеют гранолепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру, обусловленную однонаправленным распределением слюдистых агрегатов и уплощенных кварцевых зерен. В основной массе породы кварц имеет размеры до 0.2 мм, он уплощен по сланцеватости, имеет неровные контуры зерен и волнистое погасание.

Мусковит в сланцах представлен лейстами размерами до 0.2 мм по удлинению, тонкими иголочками и волокнистыми агрегатами. Биотит встречается в виде призматических и широкотаблитчатых лейст размерами до 0.15–0.18 мм, плеохроирует в светло-коричневых тонах, имеет часто ситовидное погасание. По данным микрозондового анализа темноокрашенная слюда в породах, описанная под микроскопом как биотит, представлен магнезиальным флогопитом, который кроме того замещается магнезиальным хлоритом. Флогопит и мусковит имеют однонаправленное расположение, мусковит по отношению к флогопиту развит в большем количестве. Важно отметить, что флогопит выделяется на фоне мусковитовой волокнистой массы не только за счет окраски и размеров, но и тем, что зачастую оконтурен углеродистым веществом и дисперсной примесью титанистых агрегатов (рис.). Порода рассечена тонкими кварцевыми прожилками, приуроченными преимущественно к волокнистым слюдистым агрегатам и согласными со сланцеватостью. На некоторых участках можно отметить, как по контуру прожилков развиты широкие лейсты мусковита размерами до 0.2 мм, расположение которых нарушает сплошность рассланцевания и сами лейсты корродируют слюдистые минералы в основной массе.

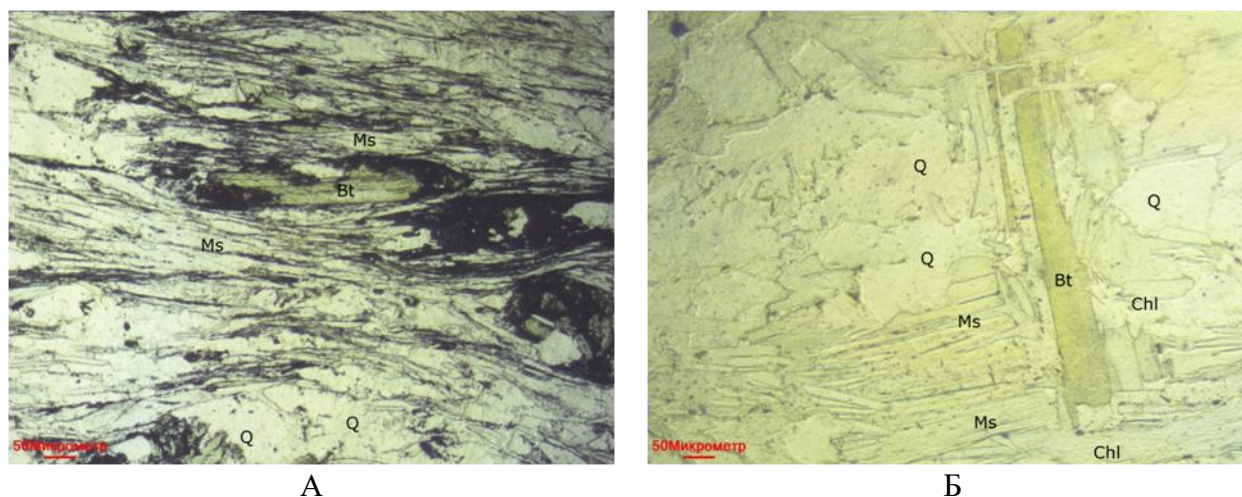


Рис. Взаимоотношение между слюдястыми минералами в низкоуглеродисто-двуслюдясто-кварцевом сланце (А) и порфиробластовом полевошпат-двуслюдясто-кварцевом сланце (Б)

Фотографии выполнены при увеличении объектива в 9 раз, без анализатора.

Углеродистое вещество визуально по площади шлифа оценивается в количестве 7–8%. Оно находится в рассеянном состоянии по всей породе, вытягивается в полосы, согласные со сланцеватостью, как правило, приурочено к агрегатам слюдястых минералов. Рудное вещество представлено рассеянной сульфидной минерализацией и гидроокислами железа, а также дисперсной примесью титанистых минералов.

Порфиробластовые полевошпат-двуслюдясто-кварцевые сланцы – породы, состоящие из основной двуслюдясто-кварцевой массы и многочисленными порфиробластами плагиоклаза, имеющие пойкилопорфиробластовую и гранолепидобластовую структуру ткани. Текстура как правило массивная, с элементами сланцеватой, обусловленная однонаправленным расположением слюд и хлорита, а также подчеркнутая уплощенными зернами кварца. Породы сложены основной двуслюдясто-кварцевой массой, на фоне которой выделяются крупные порфиробласты, содержащие большое количество пойкилитовых включений. Основная масса пород сложена кварцем, мусковитом, биотитом, хлоритом в различных соотношениях. Кварц развит в виде зерен размерами (до 0.4 мм), субизометричной округлой, уплощенной и вытянутой формы, с однородным и волнистым погасанием.

Мусковит находится в породе в ассоциации с хлоритом, в тесном срастании с ним, образуя волокнистые агрегаты, кроме того развит в интерстициальных пространствах между зернами кварца и полевого шпата. Тонкие иголки и волокнистые агрегаты вытягиваются в едином направлении, подчеркивая сланцеватую текстуру. Иногда встречаются иголки мусковита, расположенные под острым углом к направлению сланцеватости. Хлорит бледно-зеленоватый в породе, с низкими цветами интерференции.

В подчиненном количестве в таких сланцах находится биотит. Он присутствует в виде крупных узкопризматических кристаллов, плеохроирует в светло-буро-коричневых тонах, по контуру незначительно замещается зеленоватым хлоритом. Для него характерно расположение под углом (часто субперпендикулярно) к сланцеватости.

Порфиробласты полевого шпата представлены округлыми зернами или слагают гломеры размером в среднем около 2.0–2.2 мм в поперечнике, иногда до 3–4 мм. По составу полевой шпат представлен кислым плагиоклазом. Полевой шпат не имеет полисинтетических двойников, содержит значительное количество линейно ориентированных пойкилитовых включений рутила, хлорита, клиноцоизита. Слюдястые минералы изгибаются вокруг зерен плагиоклаза, огибая их по контуру. Визуальная оценка содержания плагиоклаза по площади шлифа составляет до 15%.

Из аксессуарных минералов в основной массе распространены клиноцоизит и апатит. Клиноцоизит представлен идиоморфными кристалликами размерами до 0.1 мм, окрашен в светло-зеленые тона. Апатит чаще представлен обломочными кристаллами вытянутой формы размерами до 0.05 мм. Рудная минерализация представлена дисперсной примесью сульфидов, а также титанистых минералов, в количестве около 1–2%.

Таким образом, петрографическое изучение пород в комплексе с данными, полученными микрозондовым анализом и результатами изучения шлифов, дают представление о минеральных парагенезисах пород и этапности их формирования:

1) установлена совместная ассоциация талька и хлорита, которые в породах находятся в тесном сростании. Состав талька близок к стехиометрическому с незначительной примесью железа. Хлорит представлен магнезиальной разновидностью.

2) массивная текстура тальцитов с разноориентированным, беспорядочным расположением тальковых и хлоритовых лейст свидетельствует о том, что образование талька не сопровождалось процессами складкообразования (отсутствие сланцеватости и линейного расположения лейст), а тела тальцитов, вероятно, формируются локально, к примеру, в замках складок.

3) изучение взаимоотношений между доломитом, магнезитом и кальцитом, степени их идиоморфности и коррозионных структур позволяет установить следующую последовательность выделения минералов: доломит→магнезит→кальцит.

4) в метаморфических сланцах отмечается ассоциация слюдистых минералов – мусковита и хлорита, при этом биотит (флогопит), корродирующий их, вероятно, образовался позднее.

5) пойкилитовые включения талька в кварцевых прожилках, в зальбандах кварцевых жил, присутствие кварцевого вещества в интерстициях на участках перекристаллизации в карбонатных породах, могут свидетельствовать о синхронных и/или несколько более поздних процессах окварцевания по сравнению с талькообразованием.

6) зональное строение магнезита, замещение флогопита магнезиальным хлоритом, ассоциация талька и хлорита, окварцевание пород – все это вероятно является свидетельством магнезиально-кремнистого метасоматоза, связанного с процессами талькогенерации.

Список литературы

Калистратова Е.О., Грановская Н.В., Кочергин А.В. Минералого-петрографические особенности тальковмещающих пород Абововского и Азналинского проявлений (Республика Башкортостан) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы и доклады XI Межрегиональной научно-практической конференции (Уфа, 17–19 мая 2016 года). Уфа: ООО «Дизайн-Пресс». С. 89–92.

Крупенин М.Т., Гараева А.А., Калистратова Е.О., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Некоторые параметры формирования апокарбонатных тальцитов в периферии Белорецкого метаморфического комплекса // Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения рудных и нерудных полезных ископаемых / Материалы и доклады XVII чтений памяти академика А.Н. Заварицкого-2017 (Екатеринбург, 2–4 октября 2017 года). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 64–68.

Савченко В.А., Кочергин А.В., Грановская Н.В., Галимов Н.Р., Калистратова Е.О., Хаматов А.А., Гришин А.Е., Тохтасьев В.С., Фролова Н.А., Саетгалеева Я.С. Отчет «Поисковые работы на маложелезистые талькиты в пределах Белорецкой площади (Республика Башкортостан)», за 2013–2015 гг. Башкирский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому федеральному округу», 2015. 339 с.

Савченко В.А., Кочергин А.В., Тохтасьев В.С., Грановская Н.В., Калистратова Е.А., Галимов Н.Р., Хаматов А.А., Саетгалеева Я.Я. Открытие апокарбонатных тальцитов в Белорецком метаморфическом комплексе и перспективы их использования // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий / Материалы и доклады XI Межрегиональной научно-практической конференции (Уфа, 17–19 мая 2016 года). Уфа: ООО «Дизайн-Пресс». С. 151–154.



**Минералы и минералообразование
в природных и техногенных процессах /
Всероссийская научная конференция
с международным участием,
Уфа, 24–27 сентября 2024 г**

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 17.09.2024.
Объем 11,165 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 932