

Министерство науки и высшего образования РФ  
Российская академия наук  
Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН  
Институт минералогии  
Южно-Уральский государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ  
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2020**

**КРИТИЧЕСКИЕ МЕТАЛЛЫ  
В РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ**  
Материалы Двадцать шестой научной молодежной школы  
имени профессора В.В. Зайкова

**METALLOGENY OF ANCIENT  
AND MODERN OCEANS–2020**

**CRITICAL METALS IN ORE-FORMING SYSTEMS**  
Proceedings of the Professor V.V. Zaykov  
XXVI<sup>th</sup> Scientific Youth School

Миасс  
2020

УДК 553, 549

**Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах.** Научное издание. – Миасс: Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, 2020. 312 с.

ISBN 978-5-91128-179-3

В сборник вошли материалы XXVI научной молодежной школы им. проф. В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах» (20–24 апреля 2020 г.). В первой части сборника рассмотрены общие вопросы геологии и металлогении палеоокеанических комплексов. Следующие три части посвящены месторождениям черных, редких, редкоземельных, цветных (включая современные гидротермальные поля) и благородных металлов Урала, Сибири, стран Средней Азии (Казахстана и Таджикистана) и Атлантического океана. В отдельный раздел выделены результаты исследований магматических, метаморфических и осадочных комплексов различных областей. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований приведены результаты изучения минералов и комплексов пород. В последней части сосредоточены работы, посвященные методическим аспектам изучения минерального вещества.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН.

Илл. 90. Табл. 39.

*Ответственные редакторы:*

профессор, д.г.-м.н. В.В. Масленников, д.г.-м.н. Е.В. Белогуб, к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцева

*Члены редколлегии:* к.г.-м.н. Н.Р. Аюпова, к.г.-м.н. Е.В. Медведева,  
к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцева, к.г.-м.н. К.А. Новоселов,  
к.г.-м.н. Н.П. Сафина, к.г.-м.н. Г.А. Третьяков

UDK 553, 549

**Metallogeny of ancient and modern oceans–2020. Critical metals in ore-forming systems.** Scientific edition. – Miass: South Urals Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, 2020. 312 p.

ISBN 978-5-91128-179-3

Proceedings of the Prof. V.V. Zaykov XXVI<sup>th</sup> Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2020. Critical metals in ore-forming systems” (April 20–24, 2020) include abstracts devoted to the geology, geodynamics, metallogeny, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. Special chapters consider the results of study of ferrous, REE, base, and precious metal deposits of the Urals, Siberia, Central Asia (Kazakhstan and Tajikistan) and Atlantic Ocean. The chapters on nonmetallic deposits and topical geological and mineralogical issues include the results of study of minerals and various ore-hosting complexes. Some papers are included to the chapter on analytical methods of studies of minerals.

The holding of the School and abstract publishing is supported by the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS.

Figures 90. Tables 39.

*Editors-in-Chief:*

Prof. V.V. Maslennikov, E.V. Belogub, I.Yu. Melekestseva

*Editorial board:* N.R. Ayupova, E.V. Medvedeva, I.Yu. Melekestseva,  
K.A. Novoselov, N.P. Safina, G.A. Tretyakov

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXVI научной молодежной школы имени профессора В.В. Зайкова «Металлогения древних и современных океанов–2020. Критические металлы в рудообразующих системах». Школа проводилась ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе). С 2019 г. школа проводится Южно-Уральским федеральным научным центром минералогии и геоэкологии УрО РАН (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН).

Цель школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2019 гг. в Школе участвовало более 1150 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского) и Казахстана (Рудненского промышленного).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии: академики РАН А.П. Лисицын и В.А. Коротеев, член-корреспонденты РАН В.Н. Пучков, Е.В. Складов, академики РАЕН Е.К. Мархинин и Ю.А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессор С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуа, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Каждый выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов разнообразной тематики: от глобальных проблем тектоники, магмо- и рудообразования до тонких металлогенических исследований с использованием современных методик и аппаратуры.

Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Internet, что позволяет заочным участникам выступать в режиме онлайн, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на месторождения палеоокеанических структур Южного Урала. Неизменным

объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского государственного заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира. По решению Школы–2015, на заседаниях предоставлена возможность расширенных выступлений по темам работ на соискание ученых степеней кандидата и доктора геолого-минералогических наук с соответствующим регламентом докладов.

## **Часть 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ**

***В.В. Масленников***

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии  
и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс  
maslennikov@mineralogy.ru*

### **Высокотехнологичные и высокотоксичные элементы в минералах современных и древних колчеданообразующих систем**

«Стратегия научно-технологического развития РФ до 2035 г.», утвержденная в 2016 г., по недоразумению не предусматривает создания и развития высоких технологий глубокой и комплексной переработки минерального сырья. Однако для предполагаемого повышения темпов роста экономики страны и развития высокотехнологичного производства, обозначенного этой же «Стратегией...», потребуется значительный рост добычи и потребления стратегических металлов. В связи с этим, в постановлении Президиума РАН № 1 от 12 февраля 2019 г. рассмотрены актуальные проблемы научного обеспечения развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности РФ. Стратегические металлы, необходимые для обеспечения высокотехнологичных производств, включая атомную промышленность, радиоэлектронику, самолетостроение, космическую отрасль и «зеленую» энергетику, включают U, Mn, Cr, Ti, Al, Zr, Hf, Be, Li, Re, РЗЭ иттриевой группы, Bi, Cd, Ga и относятся к дефицитным даже при нынешних уровнях их потребления. При этом достоверные сведения о запасах, закономерностях размещения и формах нахождения таких высокотехнологичных элементов, как In, Te, Re, Hf, Sc, Se, Cd, Ga, Ge, Co, Bi и РЗЭ, извлекаемых в качестве попутных компонентов, отсутствуют. Это приводит к потерям стратегических металлов при переработке комплексных руд в настоящем, и, если не изменить требования к эксплуатации месторождений, такая тенденция сохранится и в будущем.

Применительно к колчеданным месторождениям все это, прежде всего, касается таких стратегически важных металлов, как Se, Te, Co, Ni, Sn, Bi, Ag, Au, Ga, In, Ge, Cd, Mo, Sb. В Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН на генетической основе проводится систематическое изучение минералогии и типохимизма минералов рудных фаций и микрофаций колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида, Хокуроко и современных колчеданоносных гидротермальных полей Тихого и Атлантического океанов. В основе исследований – рудно-фациальный анализ рудных залежей колчеданных месторождений, за которым следует оптическая и электронно-микроскопическая диагностика микровключений минералов в сульфидах. Завершающим является анализ минералов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА ИСП МС).

Выявление типохимизма сульфидов колчеданных месторождений имеет многолетнюю историю. Во многих работах, базирующихся на результатах изучения моно-

фракций сульфидов в растворах или применении электронного и протонного микрозондов, а также лазерного спектрального анализа зерен, отмечалось, что каждый сульфид характеризуется своими элементами-примесями, концентрации которых во многом зависят от условий минералообразования. Однако эти методы существенно уступают по чувствительности методу ЛА ИСП МС. С его появлением стало возможным развитие представлений о типохимизме сульфидов с содержаниями элементов-примесей, составляющими микрограммы на тонну.

Применение лазера позволяет проводить анализ *in situ* в шлифах и аншлифах без предварительного трудоемкого растворения материала. Лазерный микропроботборник предназначен для абляции твердого вещества в заданной точке (линии, площади). «Молекулярный газ» доставляется в потоке аргона или другого инертного газа к плазме масс-спектрометра (HP-4500) одновременно с воздействием лазера. Стандартные условия применения прибора: диаметр пучка лазера Nd-YAG 35–50 мкм, длина волны 213 нм, продолжительность одного импульса 5–10 наносекунд, время регистрации сигналов 90 сек, частота импульсов 10 Гц, плотность луча 3–4 J/cm<sup>2</sup>, глубина сверления 100 мкм. Характер тренда импульсов позволяет судить о форме вхождения химического элемента: гладкий тренд свидетельствует об изоморфном вхождении элемента в структуру минерала или о равномерном распределении наночастиц. Локальные пики указывают на наличие микровключений и относительно крупных одиночных нановключений других минералов. Благодаря этому методу в последнее время особенно активно развивается новое направление минералогии – микротопхимия минералов. Автором прибор использовался в основном для количественного определения содержаний микроэлементов в пирите, пирротине, марказите, халькопирите, изокубаните, сфалерите, борните, дигените и теллуридах. Анализ выполнялся на 20–25 элементов: Ti, V, Mn, Co, Ni, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Au, Tl, Pb, Bi, Te, Se, Ga, In, W, Zr, U, Th, La, Sr др. Производительность метода – 20–25 анализов в час.

В наших исследованиях метод ЛА ИСП МС, в основном, применялся для изучения геохимической зональности труб современных и древних черных курильщиков и определения на этой основе особенностей гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей [Maslennikov et al., 2009; 2017]. Например, установлено, что колломорфный пирит, образующий оболочки труб, по сравнению с другими разновидностями пирита характеризуется повышенными содержаниями большинства проанализированных элементов-примесей: Mn, Tl, Pb, Ni, Au, Ag, As, Sb, иногда Te, за исключением Se. В высокотемпературном эвгедральном пирите эти элементы исчезают. В эвгедральном пирите черных курильщиков их место занимают Co и Se, в пирите серых курильщиков доминирует Ni. Черные и серые курильщики хорошо подразделяются по соотношению Co/Ni в пирите: в первых оно всегда > 1, во вторых – < 1.

Сфалерит как в оболочках, так и в каналах труб традиционно концентрирует Cd, Mn и Fe, иногда Co, Sn, Ga, Tl и Hg в качестве изоморфных примесей, а также Cu, Pb, As и Sb в виде включений галенита и сульфосолей. В сфалерите черных курильщиков концентрируются Co и Fe, а в сфалерите серых курильщиков – остальные элементы.

Для высокотемпературного халькопирита черных курильщиков, выросшего на внутренние стенки труб, типичными элементами-примесями являются Se, Te, Co, присутствующие в качестве изоморфной примеси. Халькопирит серых курильщиков содержит минеральные включения, содержащие Te, Co, Pb, Bi, Au и Ag. В халькопирите бесцветных курильщиков или диффузеров концентрируются изоморфные Sn, In и Ag

при минимальных содержаниях Se, а также элементы, связанные с золото-галенит-блеклорудным парагенезисом (As, Sb, Pb, Au и Ag).

Концентрации элементов-примесей в сульфидах гидротермальных труб изменяются в ряду колчеданоносных формаций от ультрамафитовых к базальтовым, риолит-базальтовым, базальт-риолитовым и риолит-дацитовым. В колломорфном пирите последовательно нарастают содержания As, Au, Sb, Tl, Pb, Bi и Ni. В эвгедральном пирите снижаются содержания Co и нарастают содержания Ni и Se. В сфалерите увеличиваются содержания Hg, Cd и Ag при заметном уменьшении содержаний Co и Fe. В этом же ряду в халькопирите курильщиков снижается количество Se, Co и Te и возрастают содержания Bi, Ag, As, Sb, Pb. Общий тренд включает уменьшение содержаний Fe, Co, Se, Te при возрастании роли летучих компонентов (Sb, As, Au, Ag). Последняя закономерность объясняется также последовательностью кислотного выщелачивания породообразующих минералов-носителей при «созревании» подрудной гидротермально-метасоматической системы [Масленников, 2012]. Эта модель обоснована результатами физико-химического моделирования в системе морская вода/порода при 350 °С по специальному алгоритму программы «Селектор» [Третьяков, 2015].

Следует отметить, что по мере созревания гидротермальных систем в гидротермальных флюидах уменьшаются содержания Co и Cu при нарастании роли многих других химических элементов (Tl, Au, Ag, Sb, Bi). Однако расчетами пока не показано, что в конечном итоге гидротермальная система истощается всеми химическими элементами. ДеPLETED характер гидротермальной системы можно распознать по распределению содержаний химических элементов в халькопирите, сфалерите и колломорфном пирите, которые образуют температурный ряд. В незрелых гидротермальных системах черных курильщиков высокотемпературный халькопирит концентрирует Se, Te и Co по сравнению со сфалеритом и колломорфным пиритом. В зрелых системах халькопирит содержит Au, Ag, Te, Pb, Bi в виде теллуридов. В деPLETED системах халькопирит лишен большинства этих элементов-примесей, которые концентрируются в сфалерите и пирите.

Интересным представляется сравнение типохимизма курильщиков с типохимизмом сульфидов биоморфных рудных фаций. Оказывается, большинство сульфидов биоморфных руд характеризуются гораздо меньшими содержаниями химических элементов, в том числе и токсичных. Повышенные содержания химических элементов (Mn, Tl, V, U) отмечаются лишь во фрамбоидальном пирите. По составу сульфиды биоморфных руд сходны с сульфидами бесцветных курильщиков. Содержания Se в халькопирите невысокие (до 10–100 г/т), что свидетельствует о низких температурах минералообразования. Низкотемпературные гидротермальные растворы при избытке сероводорода обычно не насыщены металлами. Мизерные содержания металлов создают благоприятные условия бактериям, использующим сероводород в ферментативных реакциях.

Богатую информацию о геохимической эволюции дает изучение закономерностей концентрации и распределения элементов-примесей в обломочных сульфидных отложениях [Щелуйко и др., 2019]. Сульфидные турбидиты состоят из обломков гидротермальных руд и продуктов их аутигенного преобразования. Обломки пирротина и других сульфидов железа замещаются тонкодисперсными агрегатами тонкодисперсного губчатого пирита. При этом содержания большинства элементов в этом пирите (Au, Ag, Se, Co, Ni) возрастают по сравнению с типичным пирротинном. Среди процес-

сов в большинстве случаев доминирует диагенетическое замещение обломков коллоидного пирита низкотемпературным диагенетическим халькопиритом, который наследует от замещенного пирита низкие содержания Se и повышенные – Mn и Tl. В зрелых рудных диагенитах появляется кристаллически-зернистый халькопирит, который замещает не только коллоидный пирит, но и обломки кристаллически-зернистого пирита. Этот халькопирит содержит микровключения разнообразных по составу аутигенных теллуридов, селенидов, сульфидов и самородного золота, как правило, на участках замещений. Дальнейший процесс связан с замещением аутигенных разновидностей халькопирита борнитом. В борните отмечаются повышенные содержания Ge, Re, Sn, связанные с появлением сложных аутигенных сульфидов. Устойчиво высокими являются содержания Bi и Ag, являющихся изоморфными примесями. В борните встречаются крупные включения самородного золота. По мере эволюции сульфидных турбидитов в них остаются рудные пиритовые, халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, баритовые и гематитовые диагениты, каждый из которых характеризуется своими аутигенными минеральными парагенезисами [Maslennikov et al., 2019], определяющими геохимическую специализацию преобразованных рудокластитов.

Особое направление исследований представляет изучение типохимизма и микрохимии пиритовых конкреций [Масленников и др., 2017; Сафина и др., 2017; Целуйко и др., 2018; Мелекесцева и др., 2018; Safina et al., 2020]. Установлено, что пиритовые конкреции встречаются в серпентинитовых, карбонатно-кремнистых, черносланцевых и красноцветных апосульфидных отложениях. В общем случае конкреции имеют зональное строение с ядром пойкилитового пирита (зона А), последовательно окруженным каймами метакристаллического пирита (зоны В и С). Каждая зона характеризуется своими минералогическими особенностями, которые отражаются в результатах ЛА ИСП МС микрохимии поверхности среза конкреции. В диагенетическом ядре конкреции могут концентрироваться химические элементы, характерные для пойкилитов иллита (Si, Al, K, Mg, V, Cr), рутила (Ti, W), апатита (Ca, Mn, U), галенита (Pb, Bi, Sb, Ag), сульфосолей Bi (Bi, Cu, Pb), борнита (Cu, Bi, Ag), тетраэдрит-теннантита (Cu, As, Sb), халькопирита (Se, Te, Cu), самородного золота (Au, Ag, Hg) и барита (Ba, Sr). При замещении пойкилитового пирита аутигенным халькопиритом в ряде случаев появляются аутигенные теллуриды и самородное золото. Зона В обеднена большинством элементов-примесей. Формирование зоны С сопровождалось появлением микровключений теллуридов, самородного золота и сфалерита, вероятно, синхронно с замещением ядер аутигенным халькопиритом. В зоне С возможно также концентрирование элементов низкотемпературной (In, Tl, As, Sb) и гидротенной (Ni, Mo) ассоциаций. Однако в некоторых конкрециях эта зона отсутствует. Это перспективное направление исследования требует продолжения работ.

*Автор благодарит С.П. Масленникову и Д.А. Артемьеву за помощь в выполнении ЛА ИСП МС анализов, В.А. Котлярова и А.С. Целуйко за электронно-микроскопическую диагностику минералов. Бесценным является сотрудничество с Н.Р. Аюповой, И.Ю. Мелекесцевой и Н.П. Сафиной в развитии теории минералогии и геохимии литогенеза колчеданных месторождений. Работы поддержаны РФФИ (проект № 18-05-00861).*

## Литература

Масленников В.В. Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма // Литосфера. 2012. № 5. С. 96–113.



*Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Артемьев Д.А., Целуйко А.С.* Микропохимия марказит-пиритовой конкреции в иллит-гематитовых госсанитах медно-цинково-колчеданного месторождения Лаханос (Понтиды, Турция) по данным ЛА-ИСП-МС // *Минералогия*. 2017. № 3. С. 48–70.

*Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Сафина Н.П., Артемьев Д.А.* Типохимизм и микропохимия пирротин-пиритовой конкреции Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал // *Минералогия*. 2018. № 4. С. 93–107.

*Сафина Н.П., Масленников В.В., Артемьев Д.А., Архиреева Н.С.* Микропохимия и типохимизм пиритовой конкреции из углеродистых алевропелитов Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал) // *Минералогия*. 2017. № 4. С. 22–36.

*Третьяков Г.А.* Минеральные ассоциации и поведение рудообразующих элементов при взаимодействии пород с морской водой в гидротермальных условиях // *Литосфера*. 2015. № 6. С. 142–147.

*Целуйко А.С., Масленников В.В., Артемьев Д.А.* Микропохимия конкреций пирита в кремнистых алевропелитах Юбилейного медноколчеданного месторождения (Южный Урал) по данным ЛА-ИСП-МС // *Литосфера*. 2018. № 4. С. 621–641.

*Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В.* Теллуридная минерализация в обломочных рудах медноколчеданного месторождения Юбилейное (Южный Урал) // *Геология рудных месторождений*. 2019. Т. 61. № 2. С. 40–71.

*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. Vol. 9(3). 150.

*Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R., Danyushevsky L., Herrington R.J., Ayupova N.R., Zaykov V.V., Lein A.Yu., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Tessalina S.G.* Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 85. P. 64–106.

*Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V.* Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Economic Geology*. 2009. Vol. 104(8). P. 1111–1141.

*Safina N.P., Melekestseva I.Yu., Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Artemyev D.A., Blinov I.A.* Authigenesis at the Urals massive sulfide deposits: insight from pyrite nodules hosted in ore diagenites // *Minerals*. 2020. Vol. 10. 193.

***А.М. Косарев***

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа  
amkosarev@mail.ru*

### **Стадийная модель формирования колчеданосных вулканических комплексов Южного Урала**

Главной причиной формирования колчеданосных комплексов Южного Урала стало поступательное движение субдукционной плиты (слэба) в верхнюю мантию, формировавшее градиентную по РТ условиям структурную зону. Колчеданные месторождения Магнитогорской палеоостроводужной системы имеют различный состав руд и вмещающих вулканических пород. Месторождения варьируют по составу и, прежде всего, по соотношениям главных рудообразующих элементов: 1 – ивановский тип, (Co-Ni)-Cu>Zn; 2 – уральский тип-I, Cu>Zn; 3 – баймакский тип, колчеданные барит-полиметаллические, Zn>Cu (при составе руд Zn+Cu+Pb+Ba); 4 – уральский тип-II,

Zn>Cu; 5 – домбаровский тип, Cu>>Zn. Каждый тип оруденения занимает особую геодинамическую позицию, а рудно-магматические системы развиваются автономно.

Обобщенная схематическая колчеданообразующая рудно-магматическая система в своей эволюции имеет стадийный характер и следующий вид:

1. Дегидратация пород субдукционной плиты в условиях сжатия и формирование субдукционного водного флюида, который мигрирует в мантийный клин. На разной глубине объем и состав субдукционных флюидов меняются, что ведет к отличиям выплавляющихся в мантийном клине магм;

2. Неравномерность РТ условий при погружении слэба в верхнюю мантию приводит к разрыву субдукционной плиты, образованию окон в слэбе разной проницаемости и внедрению в них подсубдукционных астеносферных диапиров (АД);

3. Выплавление магм надсубдукционного типа из ультрабазитов мантийного клина при участии субдукционных флюидов и различном влиянии АД;

4. Экстракция из ультрабазитов мантийного клина рудогенных элементов, которые на разной глубине имеют различную подвижность;

5. Подъем магм и флюидов мантийного диапира с образованием в краевой части последнего горнблендитов, обогащенных Cu;

6. Достижение мантийным диапиром уровня Мохо – нижняя кора, андерплейтинг надсубдукционных магм;

7. Повышение температуры в области подслаивания магм в нижней коре, наращивание ее мощности снизу;

8. Выплавление из амфиболитизированных базитов кислых магм с флюидными включениями в кварце кислых пород, обогащенных Cu, Zn, Pb, Ba, Sn, B, Au и Ag [Викентьев и др., 2012];

9. Миграция магм и флюидов в кору, образование габбро-диорит-плагиогранитных интрузий;

10. Формирование рециклинговой придонной гидротермально-метасоматической ячейки и отложение колчеданных рудных залежей, изотопный состав серы в сульфидах которых указывает на преобладание мантийного источника [Медноколчеданные..., 1992];

11. Формирование коры океанического типа в зонах задугового и внутридугового спрединга. Базальтовый слой в океанах постоянно наращивается, и из базальтов могут удаляться Fe, Mn, P, Ni, Zn, Cu (Zn>Cu), Co [Фролова, Бурикова, 1997].

Влияние астеносферных диапиров на процесс магмообразования в мантийном клине и интенсивность экстракции и состав рудогенных элементов изучены недостаточно. Колчеданоносные рудные районы и вулканические комплексы не обнаруживают явных признаков участия в петро- и рудогенезе вещества астеносферных диапиров, что позволяет предполагать значительную переработку их субдукционными флюидами. Астеносферные диапиры могли воздействовать на субдукционный процесс в качестве катализатора, усиливающего процесс дегидратации слэба, возрастание объема субдукционных флюидов и степени плавления мантийного субстрата и, в конечном счете, усиление экстракции рудогенных элементов из мантийных ультрабазитов. В пользу участия вещества астеносферных диапиров в формировании колчеданоносных комплексов свидетельствует химизм кислых пород этих комплексов. По соотношениям Yb и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Арт, 1983] кислые породы принадлежат океаническому типу. Не исключено, что базальты типа OPB и OIB участвуют при выплавлении кислых пород в зоне МОХО-нижняя кора.

Колчеданные месторождения ивановского типа ( $Cu > Zn(+Co+Ni)$ ) залегают в толще серпентинитокластовых эдафогенных брекчий. На Ишкининском и Ивановском месторождениях [Мелекесцева, 2007] в колчеданных пирит-пирротиновых рудах установлены повышенные концентрации  $Co$  (0.01–0.14 %),  $Ni$  (0.13–0.45 %),  $Cu$  (0.36–10 %),  $Zn$  (0.02–0.15 %),  $Au$  до 4 г/т. Высокие концентрации в рудах  $Co$  и  $Ni$  связываются с повышенными содержаниями этих элементов во вмещающих руды эдафогенных брекчиях серпентинизированных ультрабазитов. Следует отметить, что повышенные концентрации  $Co$  содержатся и в рудах колчеданных месторождений домбаровского типа, на рудных полях которых ультрабазиты отсутствуют, но преобладают базальты.

Колчеданные месторождения уральского-I типа ( $Cu > Zn$ ) располагаются в надсубдукционной зоне в пределах фронтальной и развитой островной дуги в разрезах бурибайского ( $D_{1e2}^1$ ), верхнетаналькского ( $D_{1e2}^2$ ) и южноирендыкского ( $D_{1ef1}^{1-4}$ ) палеовулканических комплексов. Геодинамические реконструкции показывают, что глубина залегания кровли слэба располагалась в интервале от 40 до 120 км. РТ параметры определяли условия дегидратации слэба и состав субдукционных флюидов [Авдейко и др., 2006], высокую степень плавления ультрабазитов мантийного клина и активную экстракцию рудогенных элементов в соотношении  $Cu > Zn$ , при повышенной подвижности  $Cu$  по сравнению с  $Zn$ .

Колчеданные месторождения баймакского типа ( $Zn > Cu(+Pb+Ba)$ ) формируются в условиях более глубоко погруженного слэба. На глубине 120 км [Рингвуд, 1981; Авдейко и др., 2006] в слэбе идут процессы эклогитизации и глаукофанового высокобарического метаморфизма, ведущие к увеличению плотности пород слэба, изменению состава субдукционных флюидов, уменьшению степени плавления ультрабазитов мантийного клина, выплавлению магм шошонитовой серии с высоким содержанием  $K$  и других элементов КИР,  $U$  и  $Th$  в условиях СП 7–20 %. В петрогенезе магм шошонитовой серии могли участвовать гранатовые пироксениты и эклогиты [Барсуков, Дмитриев, 1976; Рингвуд, 1981], часть которых была обогащена  $Zn$  [Косарев и др., 2014]. В результате формируются средние по запасам рудные месторождения с  $Zn > Cu(+Pb+Ba)$  колчеданного барит-полиметаллического типа (Восточно-Подольское, Джусинское, Барсучий Лог). Глубина погружения кровли слэба составляла [Рингвуд, 1981; Авдейко и др., 2006] 120–150 км при образовании надлома субдукционной плиты вблизи границы (развитая ОД) – (тыловая ОД) и возрастании угла наклона погружающейся субдукционной плиты.

Колчеданные месторождения уральского типа-II ( $Zn > Cu$ ) распространены во внутридуговой спредингово-рифтовой и надсубдукционной карамалыташко-шуулдакской зоне верхнего эйфеля ( $D_{2ef2}$ ). Начальный этап формирования этой зоны проявился в расщеплении Ирендыкско-Джусинской развитой и тыловой островной дуги и разрыве слэба, сопровождавшемся внедрением в окно слэба астеносферного диапира, продуцировавшего океанические породы гавайитовой серии, сохранившиеся в большешкумакском, шуулдакском, юлдашевском, савельевско-калиновском, кульбердинском и других комплексах. После закрытия окна слэба возобновляется субдукция. Состав флюидов, формирующихся при дегидратации субдукционной плиты и прилегающих ультрабазитов, где дегидратируются серпентин, клинохлор, тальк и форстерит [Авдейко и др., 2006], иной, чем в предшествующей стадии под фронтальной островной дугой. Совокупность условий, включающих формирование океанической коры в зоне спрединга, создает возможность для более подвижного поведения  $Zn$ , по сравнению с  $Cu$  и формирования флюидов, а затем и руд с рудогенными элементами  $Zn > Cu$ .

К положительным факторам, способствовавшим образованию таких руд относятся также присутствие в мантийном клине магм океанического типа астеносферного диапира, выплавление в надсубдукционной зоне островодужных магм толеитовой серии, имеющей положительную геохимическую специализацию на Zn [Маракушев, 1979; Шарапов и др., 2000]. В колчеданосных вулканических комплексах Карамалыташской спрединговой зоны, как правило, присутствуют большие объемы кислых пород полифациального состава, которые визуальнo обнаруживают корреляционные связи с рудогенными элементами (Zn, Cu, Pb, Ba, Au, Ag), что установлено при изучении флюидных включений в кварце кислых пород Верхнеуральского рудного района [Викентьев и др., 2012]. Обогащение рудно-магматической системы Zn может произойти также в процессе выплавления кислых магм из амфиболизированных базитов нижней коры и последующем переносе этого металла высокотемпературными флюидами [Рябчиков, 1970] к поверхности.

Колчеданные месторождения домбаровского типа (Cu>>Zn) формировались в зоне задугового спрединга синхронно с месторождениями Cu>Zn фронтальной островной дуги (D<sub>1e2</sub>). Такой состав оруденения определялся составом и небольшим объемом субдукционных флюидов, способствовавших значительно более подвижному поведению Cu по сравнению с Zn.

Таким образом, формирование колчеданосных комплексов Магнитогорской мегазоны характеризовалось стадийным характером и большим диапазоном РТ условий, обусловленных погружением слэба, меняющимся объемом и составом субдукционных флюидов, участием в петрогенезе вещества астеносферных диапиров и значительным колебанием степени плавления мантийного субстрата мантийного клина при выплавлении островодужных базальтов, влиявшем на состав и объемы экстрагированного рудного вещества.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИГ УФИЦ РАН (№ 0246-2019-0078) и программы РАН-№ 8.*

## Литература

*Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.* Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.

*Арт Дж. Г.* Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // *Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы*. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

*Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // *Источники рудного вещества эндогенных месторождений*. М.: Наука, 1976. С. 12–30.

*Викентьев И.В., Борисова А.Ю., Карпущина В.С., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д.* Прямые данные о рудоносности кислых магм Узельгинского рудного поля (Южный Урал, Россия) // *Доклады академии наук*. 2012. Т. 443. № 3. С. 347–351.

*Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // *Литосфера*. 2014. № 2. С. 3–25.

*Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 261 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.

*Мелекесцева И.Ю.* Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.

- Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Рябчиков И.Д.* Содержание цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений // Доклады АН СССР. 1970. Т. 194. № 6. С. 1418–1420.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н.* Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ, 2000. 405 с.

**В.А. Симонов<sup>1, 2, 3</sup>, А.В. Котляров<sup>1, 3</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

*kotlyarov@igm.nsc.ru, simonov@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup> – *Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск*

<sup>3</sup> – *Казанский федеральный университет, г. Казань*

### **Физико-химические параметры кристаллизации минералов из магматических комплексов, вмещающих колчеданные месторождения Урала и Сибири**

Хорошо известна тесная связь колчеданных месторождений Урала и Сибири с базальт-риолитовыми толщами, при этом обращают на себя внимание контрастные составы пород, входящих в эти комплексы. Данные особенности вмещающих сульфидные руды магматических ассоциаций могут быть следствием целого ряда процессов, крайними вариантами которых можно предположить либо совершенно случайное совмещение базальтоидных и гранитоидных магм, либо развитие этих контрастных расплавов из единого глубинного источника. Большую помощь в решении проблем магмогенеза могут оказать исследования расплавных включений, несущих прямую информацию о магматических системах, из которых кристаллизовались минералы вмещающих колчеданные месторождения Сибири и Урала базальтовых толщ. В частности, нами были изучены расплавные включения в клинопироксене из базальтов месторождений Кызыл-Таштыг в Южной Сибири [Симонов, Котляров, 2019] и Валенторского на Северном Урале [Симонов и др., 2009; Симонов, Масленников, 2018]. Дальнейшие исследования магматических процессов при формировании этих месторождений проводились с широким использованием расчетного моделирования на основе данных по расплавным включениям.

Необходимо отметить, что колчеданное месторождение Кызыл-Таштыг (Восточная Тува) располагается среди нижнекембрийских вулканогенных пород, представленных преимущественно базальтовыми лавами и реже базальтовыми и андезитовыми брекчиями. Большую роль играет комплекс, сложенный дацитовыми порфиритами, перемежающимися с базальтовыми и андезибазальтовыми порфиритами, туфами и сланцами [Зайков, 2006].

Рудные тела Валенторского месторождения (Северный Урал) находятся в тесной ассоциации с силурийским риолит-базальтовым комплексом. В разрезе месторождения

выделяются подушечные базальты, диабазы, гиалокластиты, яшмы и силициты; андезиты и дациты (с колчеданными залежами), а также надрудные риодациты [Медноколчеданные..., 1988; Масленников, 2006].

В целом, геологические данные по рассмотренным месторождениям свидетельствуют о связи базальт-риолитового магматизма и сульфидных руд не только пространственно, но и генетически. В связи с этим, представляется интересным выяснение условий магматических систем, действовавших в непосредственной близости и практически одновременно с формированием Кызыл-Таштыгского и Валенторского месторождений.

Основное внимание при выяснении физико-химических условий формирования магматических комплексов месторождений Кызыл-Таштыг и Валенторское уделялось изучению расплавных включений в минералах. Экспериментальные исследования включений позволили установить температуры и составы расплавов, из которых кристаллизовались клинопироксены и кварц из базальт-риолитового комплекса [Симонов и др., 2009; Симонов, Котляров, 2016; Симонов, Масленников, 2018; Симонов, Котляров, 2019].

Расчетное моделирование с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] и WinPLtb [Yavuz, Yildirim, 2018] на основе данных по расплавным включениям и составам клинопироксенов позволило не только установить параметры минералообразующих процессов, но и рассмотреть особенности эволюции магматических систем на месторождении Кызыл-Таштыг при их подъеме и кристаллизации минералов в последовательной серии нескольких промежуточных разноглубинных камер: 24–16 км (1215–1145 °С), 15–6 км (1234–1140 °С) и от 4.5 км до близповерхностных условий (1210–1105 °С) [Симонов, Котляров, 2019].

Подобные расчеты с использованием информации по расплавным включениям показали, что клинопироксены из базальтоидов Валенторского месторождения начали образовываться на тех же глубинах (около 25 км), что и пироксены из эффузивов месторождения Кызыл-Таштыг (24 км) [Симонов, Масленников, 2018]. Глубины основной кристаллизации пироксенов обоих месторождений сопоставимы и частично перекрываются: 20–12 км, 10–3 км (Валенторское); 24–6 км, около и менее 4.5 км (Кызыл-Таштыг).

В последнее время на основе данных о глубинах кристаллизации клинопироксенов, отмеченных выше, были рассмотрены особенности эволюции магматических систем месторождений Кызыл-Таштыг и Валенторское. Расчетное моделирование проводилось по программе COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] с использованием составов прогретых и гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене. Моделировалась равновесная декомпрессионная кристаллизация. Для месторождения Кызыл-Таштыг были рассмотрены две ситуации, соответствующие составу включений с максимумами MgO (10.18 мас. %) и SiO<sub>2</sub> (55.26 мас. %), начиная с давлений 8 и 6 кбар (отвечающих нижней и верхней частям наиболее глубинной магматической камеры, соответственно [Симонов, Котляров, 2019]). Содержание H<sub>2</sub>O составляет 0.5 мас. % при буфере QFM. Для Валенторского месторождения рассмотрена ситуация, отвечающая составу включения с максимумом MgO (6.14 мас. %) при значительном содержании SiO<sub>2</sub> (55.19 мас. %), начиная с давления 6 кбар, соответствующего наиболее глубинной магматической камере [Симонов, Масленников, 2018]). Содержание H<sub>2</sub>O составляет 0.5 мас. % при буфере QFM.

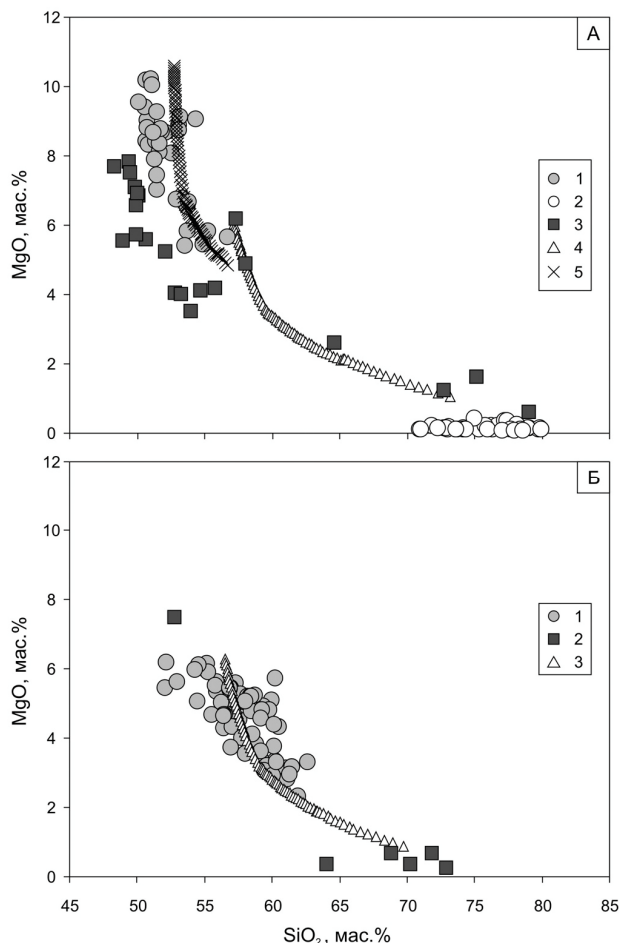


Рис. Условия кристаллизации минералов из базальт-риолитовых комплексов Кызыл-Таштыгского (а) и Валенторского (б) колчеданных месторождений:

а – расплавные включения в клинопироксене (1) и кварце (2); 3 – породы; 4, 5 – эволюция расплавов с максимальными содержаниями SiO<sub>2</sub> (4) и MgO (5); б – 1 – расплавные включения в клинопироксене; 2 – породы; 3 – эволюция расплавов с максимальным содержанием MgO.

Прежде всего, применение программы COMAGMAT показало, что для обоих месторождений клинопироксены начинают массово кристаллизоваться на глубинах около 16 км, что подтверждает данные, полученные с помощью программ PETROLOG и WinPLtb.

Результаты расчетного моделирования для базальтовых магм месторождения Кызыл-Таштыг представлены на рисунке а,

на котором видны два тренда: высокомагнезиальный и с максимальными значениями SiO<sub>2</sub>. В первом случае тренд для расплавов сначала показывает повышенные содержания MgO (9.5–7.5 мас. %) и высокие расчетные температуры (1250–1190 °С). При этом он фактически проходит через основную группу расплавных включений в клинопироксене с близкими характеристиками MgO (10–8 мас. %) и температур гомогенизации (1210–1170 °С). В дальнейшем в расплаве падают содержание MgO (до 5.8–5 мас. %) и температура (до 1140–1130 °С), что фиксируется второй группой включений (см. рис. а) с содержанием MgO 5.8–5.4 мас. % и температурами гомогенизации 1140–1120 °С. В целом, сходство результатов экспериментального изучения расплавных включений в клинопироксене с расчетными данными подтверждает достоверность последних.

Второй расчетный тренд начинается от второй группы включений в клинопироксене с содержанием SiO<sub>2</sub> около 56 мас. % и показывает непрерывное изменение (трассируемое точками пород от андезибазальтов до риолитов) состава расплава до содержания SiO<sub>2</sub> 73 мас. % (см. рис. а). При этом температуры конечных кислых

расплавов (зафиксированных во включениях в кварце из андезитов и риолитов месторождения Кызыл-Таштыг) составляли около 1065–1045 °С.

В случае Валенторского месторождения расчетное моделирование показывает более простую ситуацию развития магматизма с непрерывной эволюцией составов расплавов от андезибазальтов до риодацитов, в целом, совпадающую со вторым трендом для месторождения Кызыл-Таштыг. Расчеты показали, что тренд расплавов Валенторского месторождения в диапазоне содержаний MgO 5.5–3 мас. % (1185–1105 °С) пересекает основную группу включений в клинопироксене с температурами гомогенизации 1165–1130 °С. При этом кислые расплавы (SiO<sub>2</sub> 67–70 мас. %) имеют температуры гомогенизации 1050–1030 °С.

В целом, исследования с помощью расчетного моделирования по программе COMAGMAT на основе данных по расплавленным включениям показало, что сочетание контрастных по составу вулканогенных комплексов в окружении колчеданных месторождений Урала и Сибири – не случайный факт, а результат сложной (возможно, как в случае Восточной Тувы – многоступенчатой) эволюции глубинных исходных базальтоидных магм при их подъеме в верхние горизонты.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договор № 14.Y26.31.0029).*

## Литература

*Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.

*Масленников В.В.* Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.  
Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 241 с.

*Симонов В.А., Ковязин С.В., Масленников В.В.* Физико-химические параметры магматических систем на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 184–186.

*Симонов В.А., Котляров А.В.* Физико-химические параметры кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 46–50.

*Симонов В.А., Котляров А.В.* Условия формирования магматических комплексов, вмещающих раннекембрийские колчеданные месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 26–29.

*Симонов В.А., Масленников В.В.* Геодинамика магматических систем на Валенторском колчеданном месторождении (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2018. Вулканизм и рудообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 22–26.

*Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. Vol. 42 (Suppl. 1). P. S1–S157.

*Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. Vol. 12. N 7. Q07021.

*Yavuz F., Yildirim D.K.* A Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry // *Periodico di Mineralogia*. 2018. Vol. 87. P. 149–172.



*А.Ю. Альбеков, Н.С. Кущева, Л.В. Гончарова, П.С. Бойко  
Воронежский государственный университет, г. Воронеж  
petrology@list.ru*

### **Основные закономерности металлогении благородных металлов Курского тектонического блока (Воронежский кристаллический массив)**

Курский тектонический блок, слагающий в современных координатах западную часть Воронежского кристаллического массива (ВКМ) Восточно-Европейской платформы, характеризуется сложным строением и длительной историей формирования. Широко развитые и значительные по площади изометричные участки гравитационных максимумов, совпадающих с низкими фоновыми значениями магнитного поля, в настоящее время вполне однозначно отождествляются со сложенными серогнейсовыми образованиями – реликтами древних архейских структур. Изредка такие реликты окаймлены зеленокаменными поясами михайловской серии, фиксирующимися в виде резко вытянутых положительных магнитных аномалий, что придает им в плане вид «куполов».

Складчато-блоковые структуры раннего палеопротерозоя более высоких порядков проявлялись в геофизических полях, наследуя более древний архейский структурный план: преимущественно, зеленокаменных поясов. Они фиксируются положительными аномалиями силы тяжести и высокоинтенсивными полосовидными положительными магнитными аномалиями над железистыми кварцитами.

Для территории Курского блока характерны интенсивный полиметаморфизм пород от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, формирование протяженных на десятки и сотни километров узких рифт-грабен-синклиналей и накопление специфических по составу образований железисто-кремнистой, черносланцевой, вулканогенной и других формаций, отсутствующих на других тектонических блоках ВКМ.

Исследования характеристик эталонных объектов и обобщение материалов по благороднометалльным проявлениям Курского тектонического блока позволили очертить ряд площадей – металлогенических зон, вмещающих близкие по структурно-вещественным признакам рудные объекты.

Для архейского этапа эволюции [Лобач-Жученко и др., 2017] и соответствующих ему мезо- и неоархейской минерагенических эпох определяющим пространственное размещение благороднометалльных объектов является сочетание жестких блоков структур – срединных массивов, сложенных высокометаморфизованными (гранулиты) мезоархейскими образованиями, и линейных неоархейских зеленокаменных поясов. В качестве металлогенической зоны (рис., МЗ 1) выделен гранулитовый Курско-Бесединский срединный массив, вмещающий раннеархейские интрузивные мафит-ультрамафитовые породы, с которыми ассоциируют проявления благороднометалльной минерализации, что дает основание обнаружить мелкие платинометалльные объекты в пределах этой зоны. В зеленокаменных поясах предполагается наличие средних и мелких благороднометалльных рудных объектов.

Система позднеархейских зеленокаменных поясов (рис., МЗ 2-1, 2-2, 2-3, 2-4) вмещает многочисленные проявления, связанные с кварц-карбонатными прожилками в зеленокаменных комплексах, а также с позднеархейскими плагиогранитами [Альбеков, Рыборак, 2012]. Новоялтинско-Михайловская площадь (рис., МЗ 2-1) характеризуется

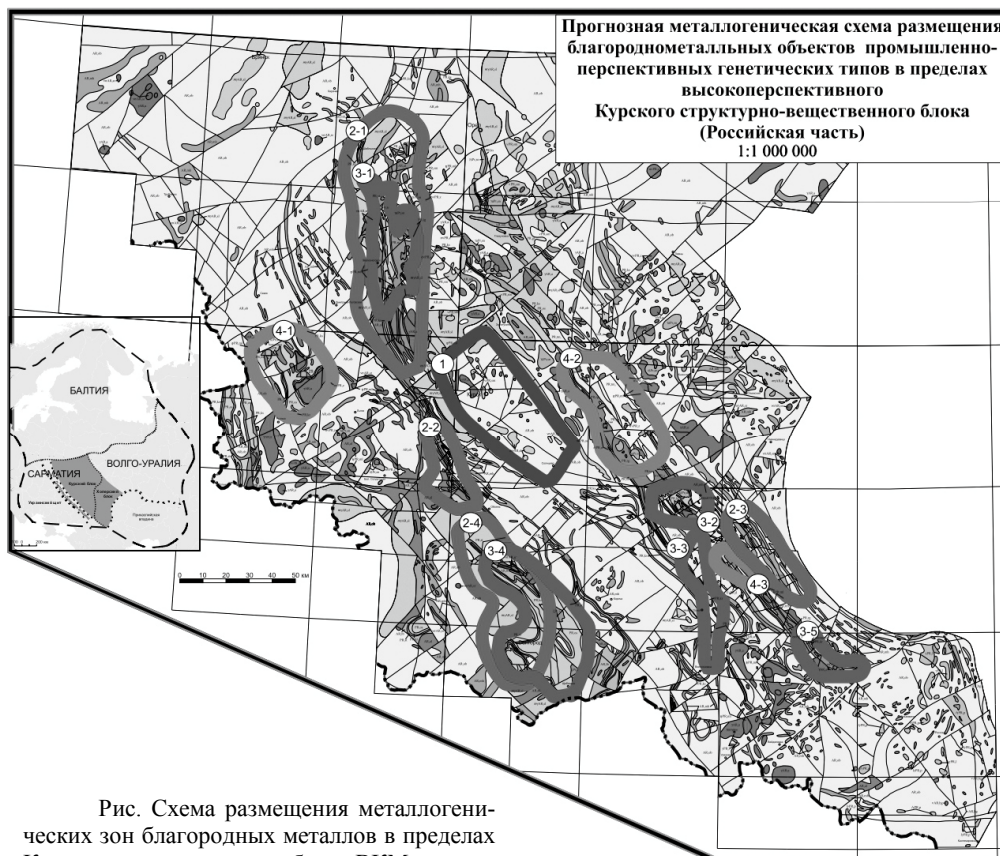


Рис. Схема размещения металлогенических зон благородных металлов в пределах Курского тектонического блока ВКМ.

распространением золото-платинометалльных проявлений в ассоциации с метамафит-ультрамафитами коматиит-базальтовой ассоциации, а также золоторудными объектами (Хальзевская группа) в плагиогранитах салтыковского комплекса. Южно-Реутецкая площадь (рис., МЗ 2-2) вмещает золоторудные проявления, ассоциирующие с кислыми метавулканитами. В пределах Авильской площади (рис., МЗ 2-3) выявлены проявления золото-платинометалльной минерализации в графитизированных метавулканитах основного состава. Для Белгородской площади (рис., МЗ 2-4) характерны проявления благороднометалльной минерализации в метакоматиит-базальтах и плагиогранитах. Оруденение Новоялтинско-Михайловской, Южно-Реутецкой и Белгородской площадей контролируется региональной сдвиговой зоной – Волчано-Шаблыкинским разломом палеопротерозойского заложения, ограничивающим с запада Белгородско-Михайловскую (Льговско-Ракитнянскую) зеленокаменную структуру.

Палеопротерозойский благороднометалльный рудогенез отличается большим разнообразием рудопродуктивных систем, среди которых также выделяются сингенетичные концентрации и полигенные наложенные мезотермальные процессы. Известны проявления золоторудной минерализации, связанные с базальтоидами предрифтовой стадии этапа палеопротерозойского континентального рифтогенеза.

Многочисленные золоторудные проявления контролируются диорит-гранодиоритовыми интрузиями коллизионного палеопротерозойского этапа [Феодоритова, 2015]. Перспективными на платинометалльное оруденение являются трапповые интрузии. Интересными представляются щелочные пироксениты с карбонатитами платформенной стадии.

С отложениями эпиплатформенного этапа (конгломератами, железистыми кварцитами и межрудными углеродистыми сланцами) связаны многочисленные разномасштабные проявления благороднометалльной минерализации, наиболее полно изученные в железорудных районах Курской магнитной аномалии. Михайловская площадь (рис., МЗ 3-1) вмещает золото-платинометалльные пункты минерализации как в конгломератах краевых частей палеопротерозойской синклинали структуры, так и в железистых кварцитах и безрудных сланцах. На территории Михайловского рудного района находятся пять месторождений (Михайловское, Новоялтинское, Курбакинское, Яценское и Дичнянско-Реутецкое), а также 38 участков и аномалий. Установлен уникальный формационный тип – золото-палладийсодержащая железорудная формация КМА (Курский тип), метасоматические благороднометалльные руды которой контролируются Хальзево-Михайловской тектонической зоной [Чернышов, 2004; Альбеков, Рыборак, 2010; Резникова, Кузнецов, 2018]. Прогнозные ресурсы золота в самостоятельных рудных телах в контуре карьера оцениваются величиной мелкого и среднего месторождения.

В пределах Оскольской площади (Старооскольский железорудный район, рис., МЗ 3-2) исследовано более 30 участков и геофизических аномалий. Здесь отрабатываются карьерами Лебединское, Стойло-Лебединское и Стойленское месторождения [Чернышов и др., 2009; Резникова и др., 2019]. На Коробковском месторождении добыча железистых кварцитов ведется шахтным способом. Разведаны и подготовлены к эксплуатации Чернянское и Приоскольское месторождения, в резерве находятся Салтыковское, Осколецкое, Погромцецкое, Огибнянское, Северо-Волотовское и Панковское месторождения. Для золото-платинометалльных проявлений Оскольской площади характерна пространственная сопряженность с дайками и интрузивными телами диорит-гранодиоритового состава. Интересными и относительно малоизученными являются золоторудные проявления Чернянско-Погромцецкой площади (рис., МЗ 3-3) – линейной структуры, прослеживающейся в субмеридиональном простирании к юго-востоку от Волотовской синклинали и представляющей собой серию интенсивно тектонизированных железорудных и сланцевых выходов-останцов курской серии. В меньшей мере благороднометалльная минерализация развита в железистых кварцитах и межрудных сланцах Белгородской площади (рис., МЗ 3-4). Перспективной является Алексеевская площадь (рис., МЗ 3-5) южной части замыкания Волотовской синклинали структуры. Для каждой из выделенных площадей развития благороднометалльной минерализации в разрезах эпиплатформенного типа с железистыми кварцитами и углеродсодержащими межрудными сланцами предполагаются перспективы выявления мелкого и/или среднего рудного объекта.

Наиболее перспективными являются благороднометалльные проявления, ассоциирующие с вулканогенно-осадочной углеродистой толщей оскольской серии, выполняющей ряд рифтогенных структур. Слабо изученной является Рьльская синклиналь (рис., МЗ 4-1), в пределах которой известны единичные проявления благороднометалльной минерализации [Кузнецов, Абрамов, 2014]. Тим-Ястребовская структура (рис., МЗ 4-2) вмещает множественные золото-платинометалльные объекты, среди которых

можно выделить два типа: кшенский в пределах Воскресеновской рудной зоны, связанный с тектонизированными кислыми метавулканитами, и тимской – собственно черносланцевый. В северной части замыкания Вологовской структуры (рис., МЗ 4-3) также известны благороднометалльные проявления, связанные с высокоуглеродистыми сланцами. Для данного типа прогнозируется выявление мелких-средних благороднометалльных объектов [Швецов, Абрамов, 2008].

В целом, оценивая перспективы выявления промышленно-значимых благороднометалльных объектов в пределах Курского блока, рудный потенциал увеличивается от архейской к палеопротерозойской минерагеническим эпохам. Позднеархейские рудно-магматические системы – коматиит-базальтовая, риодацитовая, интрузивная мафит-ультрамафитовая составляющая зеленокаменного комплекса, а также гранитоиды (Си-Мо-порфиновые проявления) продуцировали первичные скопления благородных металлов, претерпевшие впоследствии, по всей видимости, неоднократное перераспределение как на архейском, так и на палеопротерозойском этапах эволюции литосферы Курского блока. Наиболее важными в отношении металлогении благородных металлов представляются железистые кварциты и сопутствующий им комплекс пород, в связи с возможностью попутной добычи золота и платиноидов при разработке уникальных железорудных месторождений, а также вулканогенно-осадочная высокоуглеродистая палеопротерозойская ассоциация оскольской серии с яркой ролью черных сланцев, являющихся концентратором благородных металлов и источником флюидов, являющихся реальной современной базой золота и платиноидов в Центральной части России.

## Литература

*Альбеков А.Ю., Рыборак М.В.* Возрастная позиция и формационная приуроченность благороднометалльной минерализации ВКМ // Металлогения древних и современных океанов–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 184–186.

*Альбеков А.Ю., Рыборак М.В.* Благороднометалльная минерализация в архейских комплексах Курского структурно-вещественного блока: формационно-генетическая типизация // Металлогения древних и современных океанов–2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 203–205.

*Кузнецов В.С., Абрамов В.В.* Особенности распределения благородных металлов в сульфидных из углеродистых сланцев Рыльской структуры Курской магнитной аномалии (Центральная Россия) // Металлогения древних и современных океанов–2014. Миасс: ИМин УрО РАН, 2014. С. 172–174.

*Лобач-Жученко С.Б., Рыборак М.В., Салтыкова Т.Е., Сергеев С.А., Лохов К.И., Боброва Е.М., Сукач В.В., Скублов С.Г., Бережная Н.Г., Альбеков А.Ю.* Формирование континентальной коры Сарматии в архее // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1886–1914.

*Резникова О.Г., Кузнецов В.С.* Золото-теллур-висмутовая минерализация в различных типах благороднометалльного оруденения железистых кварцитов и межрудных сланцев курской серии КМА // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2018. № 2. С. 107–114.

*Резникова О.Г., Кузнецов В.С., Бойко П.С.* Распределение золота в эпигенетических породных ассоциациях Лебединского и Стойленского месторождений КМА // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2019. № 3. С. 118–121.

*Феодоритова Н.С.* Золоторудная минерализация в связи с диорит-гранодиоритовыми массивами стойло-николаевского комплекса Курского блока (Центральная Россия) // Металлогения древних и современных океанов–2015. Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 233–234.

*Чернышов Н.М.* Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: ВГУ, 2004. 448 с.

*Чернышов Н.М., Кузнецов В.С., Резникова О.Г.* О золотоносности пород и руд Стойленского месторождения // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2009. № 1. С. 103–110.

*Швецов А.Д., Абрамов В.В.* К проблеме прогнозирования золотоносности черносланцевых толщ Воронежского кристаллического массива на стадии региональных геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2008. № 6. С. 22–30.

**Д.Л. Конопелько**

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург  
d.konopelko@spbu.ru*

### **Палеозойский магматизм Западного Тянь-Шаня и возрастные уровни формирования медно-порфировых месторождений**

Домезозойские образования, обнажающиеся в пределах западного Тянь-Шаня, традиционно делятся на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань (рис.). Северный и Срединный Тянь-Шань представляют собой части Киргизско-Казахского континента, или Палеоказахстана, окончательная амальгамация которого произошла к концу ордовика [Гесь, 2008]. В середине палеозоя был сформирован, в основном, верхний структурный этаж Палеоказахстана, для которого в Срединном Тянь-Шане характерны морские шельфовые карбонатные фации верхнего девона–нижнего карбона, тогда как в Северном – типичны неполные разрезы этого интервала с красноцветными песчаниками [Бискэ, 1996].

Формирование Южного Тянь-Шаня произошло в результате закрытия Туркестанского палеоокеана в позднем карбоне и коллизии Палеоказахстана с более южными континентами, которые представлены Таримом и Каракумо-Таджикским континентом. Образование палеозойских гранитоидных комплексов западного Тянь-Шаня связано с эволюцией двух океанических бассейнов: Терскейского, закрытие которого в среднем ордовике привело к образованию каледонского континента Палеоказахстана, и Туркестанского, закрытие которого в конце карбона привело к формированию современной Северной Евразии [Бискэ, 1996]. Эволюция и закрытие Терскейского океана сопровождалась внедрением разнообразных гранитоидных серий с возрастными от 500 до 435 млн лет, включая обширный пояс ордовикских батолитов андийского типа. Эти гранитоидные серии развиты почти исключительно в пределах Северотяньшаньского блока, который являлся северной активной окраиной Терскейского океана. В подавляющем большинстве районов Северного Тянь-Шаня ордовикские гранитоиды являются безрудными, что, вероятно, связано с глубоким эрозионным срезом. Однако в ряде районов на западе Кыргызстана эпи- и мезозональные рудные месторождения ордовикского возраста сохранились от эрозии под покровом девонских вулканитов. Примером ордовикской медно-молибденовой порфировой системы является месторождение Талдыбулак в районе г. Талас (рис.) [Yakubchuk et al., 2010].

Закрытие Терскейского океана в среднем и позднем ордовике, а также коллизия Срединного Тянь-Шаня с расположенными севернее континентальными массивами привели к образованию Палеоказахстана. Современные реконструкции предполагают, что с конца ордовика новообразованный континентальный массив Палеоказахстана



Рис. Тектоническая схема Тянь-Шаня.

СевТШ – Северный Тянь-Шань, СТШ – Срединный Тянь-Шань, ЮТШ – Южный Тянь-Шань, ЛН – линия Николаева, ТФС – Талассо-Ферганский сдвиг, ЮТШС – Южно-Тянь-Шаньская сутура.

находился между двумя ветвями Палеоазиатского океана: Джунгаро-Балхашским на севере и Туркестанским на юге. Появление первых палеозойских гранитоидов, связанных с субдукцией на окраинах Палеоказахстана, относится к концу силура-началу девона и не перекрывается во времени с раннепалеозойским магматизмом Северного Тянь-Шаня. Наиболее мощно девонский надсубдукционный магматизм проявился на северной активной окраине Палеоказахстана, сформировав Арал-Кендыктасский краевой вулканический пояс, и на южной активной окраине Палеоказахстана в Чаткало-Кураминском регионе и в северных предгорьях Ферганы, где многочисленные блоки девонских интрузий и вулканитов находятся среди более поздних карбоновых магматических серий, от которых их затруднительно отличить при картировании. В Северном Тянь-Шане вулканические толщи нижнего девона представлены андезитами, дацитами и риолитами. К среднему девону относят бимодальную толщу щелочных базальтов и риолитов. Эти вулканические толщи переслаиваются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Вулканиты ассоциируют с интрузиями монцитонитов и гранитов, которые при геологической съемке часто картировались как карбоновые или раннепермские из-за их сходства с последними по составу и отсутствию деформаций.

На втором этапе развития, в среднем девоне – раннем карбоне южная окраина Палеоказахстана развивалась в пассивном режиме, и на ней сформировался комплекс терригенных и затем карбонатных осадков шельфового типа. Наконец, в раннем и среднем карбоне южная окраина Палеоказахстана снова превращается в окраину активного типа, и на ней закладывается Бельтау-Кураминский вулканоплутонический

краевой пояс. Гранитоиды, связанные с карбоновым эпизодом субдукции и последующим закрытием Туркестанского океана в конце карбона–начале перми, преобладают по объему, занимая в некоторых регионах Срединного и Южного Тянь-Шаня до 80 % на современном эрозионном срезе. Наиболее ранний и продолжительный средне-позднекарбонный эпизод магматизма сформировал многочисленные интрузии гранитоидов I-типа, включающие Кармазарский и Гиссарский батолиты, а также мощные толщи известково-щелочных вулканитов в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и в Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня. Эти магматические серии отличаются отчетливой известково-щелочной специализацией и ассоциируют с медно-порфировыми и эпитермальными золоторудными месторождениями, что характерно для активных окраин андийского типа. Примером позднекарбонной порфировой системы является крупное медно-молибденовое месторождение Кальмакыр в Узбекистане (см. рис.) [Дженчураева, 2010].

В отличие от надсубдукционных карбоновых серий, развитых локально в Чаткало-Кураминском блоке Срединного Тянь-Шаня и Гиссарском сегменте Южного Тянь-Шаня, раннепермские гранитоиды распространены гораздо более широко и известны во всех террейнах Западного Тянь-Шаня. В районах, где был проявлен надсубдукционный карбоновый магматизм, раннепермские магматические серии формировались вслед за карбоновыми без перерыва во времени и во многом наследовали их геохимические характеристики. Однако в большинстве других областей Западного Тянь-Шаня, где карбоновый магматизм не был проявлен, внедрение раннепермских гранитоидов произошло после длительного периода амагматического развития [Konopelko et al., 2017a; 2017b; 2018]. С раннепермскими постколлизийными гранитоидами связаны многочисленные рудные месторождения, некоторые из которых также классифицируются как порфировые. Примером раннепермской порфировой системы принято считать месторождение Кенсу в Кыргызстане (см. рис.) [Дженчураева, 2010].

Таким образом, в Западном Тянь-Шане медно-порфировые месторождения выявлены в связи с ордовикскими, верхнекарбонными и раннепермскими гранитоидами. С точки зрения поисковых критериев верхнекарбонный-раннепермский этап является наиболее продуктивным и наиболее перспективным на обнаружение новых проявлений минерализации медно-порфирового типа. Однако недавние относительно древние датировки некоторых рудных месторождений указывают на потенциальную возможность обнаружения медно-порфировых объектов также в связи с неопротерозойскими и раннепалеозойскими гранитоидными сериями [Konopelko et al., 2014; 2017a].

## Литература

- Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: СПбГУ, 1996. 192 с.
- Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: Алтын-Тамга, 2008. 158 с.
- Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез (на примере Тянь-Шаня и прилегающих территорий). Бишкек, 2010. 222 с.
- Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Petrov S.V., Lepekhina E. Age and petrogenesis of the Neoproterozoic Chon-Ashu alkaline complex, and a new discovery of chalcopyrite mineralization in the eastern Kyrgyz Tien Shan // Ore Geology Reviews. 2014. Vol. 61. P. 175–191.

Konopelko D., Klemd R., Petrov S.V., Apayarov F., Nazaraliev B., Vokueva O., Scherstén A., Sergeev S. Precambrian gold mineralization at Djamgyr in the Kyrgyz Tien Shan: tectonic and metallogenic implications // *Ore Geology Reviews*. 2017a. Vol. 86. P. 537–547.

Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research*. 2017b. Vol. 47. P. 110–130.

Konopelko D., Wilde S.A., Seltmann R., Romer R.L., Biske Yu.S. Early Permian intrusions of the Alai range: Understanding tectonic settings of Hercynian post-collisional magmatism in the South Tien Shan, Kyrgyzstan // *Lithos*. 2018. Vol. 302–303. P. 405–420.

Yakubchuk A., Schloderer J., Woodcock J., Wurst A. Taldybulak Au–Cu–Mo deposit: a new >5 Moz Au (11.7 Moz Au eq) Ordovician porphyry hosted gold system in Kyrgyzstan, Central Asia // *Applied Earth Science. Transactions of Institute of Mining and Metallurgy*. 2010. B 119 (2), 84.

**О.Ю. Плотинская<sup>1</sup>, В.Д. Абрамова<sup>1</sup>, Й. Найорка<sup>2</sup>, Д.Б. Бондарь<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва*  
*plotin@igem.ru*

<sup>2</sup> – *Музей естественной истории, г. Лондон, Великобритания*

<sup>3</sup> – *Университет г. Байрейт, г. Байрейт, Германия*

### **Типоморфизм молибденита медно-порфировых рудообразующих систем Урала**

Изучены типоморфные характеристики молибденита (особенности химического состава и политипные модификации) из семи медно- и молибден-порфировых месторождений и рудопроявлений Южного и Среднего Урала. Эти месторождения сформировались в различных геотектонических обстановках: от островодужных до коллизионных [Plotinskaya et al., 2017] и характеризуются различным геохимическим профилем руд [Грабежев, Белгородский, 1992].

Химический состав молибденита изучен при помощи масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА ИСП МС) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo Xseries с лазерной приставкой New Wave 213 (ЦКП «ИГЕМ-аналитика»). Параметры анализа: частота – 20 Гц, плотность энергии – 4–7 Дж/см<sup>2</sup>, скорость – 5 мкм/сек, диаметр лазера 30–65 мкм. В качестве внешних стандартов использовались ро\_stc (ИГЕМ РАН) и MASS1C, в качестве внутреннего – <sup>33</sup>S [Плотинская и др., 2018; Plotinskaya et al., 2018]. Политипные модификации молибденита определялись *in situ* в полированных препаратах на микрорентгеновском дифрактометре Rigaku Rapid II (*Музей естественной истории*, г. Лондон). Соотношения политипов определялись по соотношению интенсивностей пиков 39.5 и 41.1 2 $\theta$  для 2H и 3R-политипа, соответственно; область анализа составляла 70–100 мкм [Plotinskaya et al., 2019].

Большинство элементов-примесей, установленных в молибдените (Si, Ti, Ca, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Ag, Sb, Te, Au, Pb, Bi), входят в состав минеральных включений – силикатов, карбонатов, галенита, теллуридов и различных сульфоселей. В качестве



изоморфных примесей в структуру молибденита могут входить Re и W, которые замещают Mo, и Se, замещающий S [Newberry, 1979]. Тем не менее, корреляционный анализ и анализ спектров ЛА ИСП МС показали, что Se чаще всего входит в состав минеральных включений сульфидов и сульфосолей, а в некоторых случаях в состав включений силикатов может входить и W [Плотинская и др., 2018; Plotinskaya et al., 2018]. Поэтому наиболее удобно обсуждать состав молибденита в координатах Re–W (рис. 1).

*Месторождения Восточно-Уральской вулканогенной зоны.* Молибденит Томинского медно-порфирового месторождения, образовавшегося в океанической дуге силурийского возраста, характеризуется наиболее высокими содержаниями Re (8.7–5800 г/т, ср. геом. 938 г/т) и W до 5.8 г/т (по трем образцам) [Plotinskaya et al., 2018]. Молибденит обычно представлен смесью 3R и 2H поли типов. Молибденит месторождения Зеленодольское (два образца) по содержанию Re (1400–3900 г/т, ср. геом. 2140 г/т) близок томинскому, но отличается более высокими содержаниями W (25–107 г/т, ср. геом. 50 г/т), что, скорее всего, вызвано захватом силикатов с примесями W. Молибденит представлен исключительно 2H-политипом. Руды обоих месторождений характеризуются высоким отношением Cu/Mo: 150 на Томинском и 220 на Зеленодольском (здесь и далее приведены данные из [Грабежев, Белгородский, 1992]).

*Месторождения Магнитогорской мегазоны.* Вознесенское медно-порфировое месторождение девонского возраста образовалось в островодужной обстановке. Отношение Cu/Mo в рудах составляет около 250. Молибденит характеризуется высокими

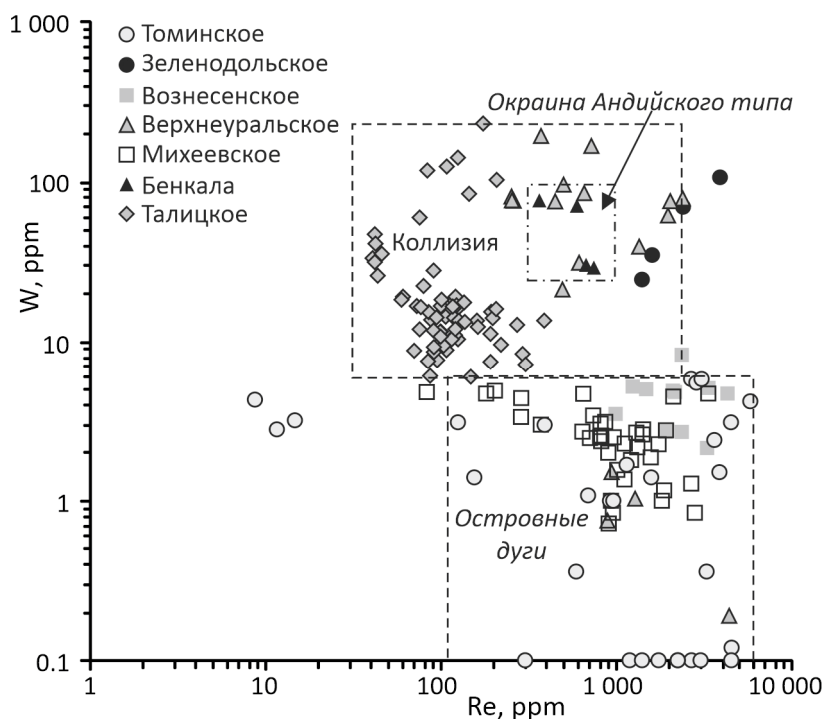


Рис. 1. Диаграмма Re–W для молибденита изученных месторождений по данным ЛА ИСП МС.

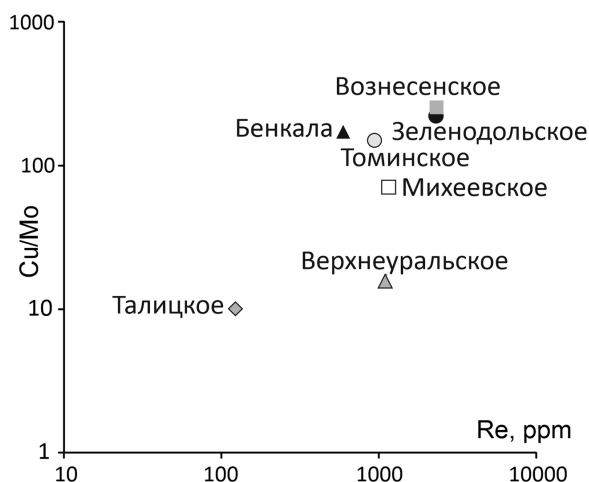
содержаниями Re (990–4300 г/т, ср. геом. 2133 г/т) и низкими – W (2–8 г/т, ср. геом. 4 г/т) и представлен 2Н-политипом (по трем образцам). Позднедевонское Верхнеуральское молибден-порфировое рудопроявление образовалось в период коллизии Магнитогорской вулканической дуги и Восточно-Европейского континента. Отношение Cu/Mo составляет 15. Молибденит характеризуется заметными содержаниями Re (253–4400 г/т, ср. геом. 782 г/т) и W (до 194 г/т, ср. геом. 28 г/т) и представлен исключительно 2Н-политипом (по трем образцам).

*Месторождения Зауральской мезазоны.* Михеевское и Западное медно-порфировые месторождения также связаны с островодужным магматизмом (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>). Отношение Cu/Mo в рудах составляет 71. Молибденит (по трем образцам) также обогащен Re (83–3340 г/т, ср. геом. 906 г/т) и обеднен W (до 4.9 г/т). Агрегаты молибденита представлены сростаниями 3R и 2Н политипов [Plotinskaya et al., 2019]. Раннекаменноугольное медно-порфировое месторождение Бенкала образовалось в обстановке активной континентальной окраины. Отношение Cu/Mo в рудах составляет 167. Молибденит (один образец) характеризуется значительно более низкими содержаниями Re (364–744 г/т, ср. геом. 574 г/т) и более высокими – W (29.2–76.8 г/т, ср. геом. 46.9 г/т), чем молибденит месторождений океанических островных дуг, и представлен 2Н-политипом.

*Месторождения Восточно-Уральской мезазоны.* Талицкое молибден-порфировое месторождение (C<sub>2</sub>–P<sub>1</sub>) образовалось в обстановке коллизии Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. Отношение Cu/Mo в рудах составляет 10. Молибденит (по пяти образцам) характеризуется невысокими содержаниями Re (40.8–388 г/т, ср. геом. 109 г/т) и повышенными – W (6.0–232 г/т, ср. геом. 17.4 г/т) и представлен исключительно 2Н-политипом.

Высокореиневый молибденит может быть представлен как смесью 3R и 2Н политипов (Михеевское, Томинское месторождения), так и исключительно 2Н-политипом (месторождения Зеленодольское, Верхнеуральское, Вознесенское). Низкорейневый молибденит представлен 2Н-политипом (месторождения Бенкала и Талицкое).

Как видно на рисунке 2, среднее геометрическое содержание Re в молибдените практически не зависит от отношения Cu/Mo в рудах. На Талицком месторождении с



наиболее низким Cu/Mo = 10 отмечаются низкие содержания Re в молибдените. Однако на Верхнеуральском рудопроявлении с близким Cu/Mo = 15 содержания Re в молибдените выше на один порядок. На месторождении Бенкала содержания Re в молибдените примерно на порядок ниже, чем на других медно-порфировых месторождениях с близким отношением Cu/Mo в рудах.

Рис. 2. Диаграмма Re–Cu/Mo для молибденита изученных месторождений по данным ЛА ИСП МС.

На рисунке 1 видно, что содержания элементов-примесей в молибдените варьируют в зависимости от геотектонических обстановок формирования месторождений. Наиболее высокие содержания Re и низкие – W чаще характерны для месторождений, образовавшихся в обстановках океанических островных дуг, тогда как для месторождений, формировавшихся на активной континентальной окраине (Бенкала) и в коллизионных обстановках (Талицкое) содержания Re понижены, а концентрации W повышены. Это позволяет рассматривать молибденит как один из возможных индикаторов геотектонических обстановок формирования медно- и молибден-порфировых месторождений.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00254).*

### Литература

*Грабежнев А.И., Белгородский Е.А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. 199 с.

*Плотинская О.Ю., Бондарь Д.Б., Абрамова В.Д.* Элементы-примеси в молибдените Cu- и Mo-порфировых месторождений Урала (по данным ЛА ИСП МС): методические подходы и первые результаты // *Металлогения древних и современных океанов–2018. Вулканизм и рудообразование.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 115–120.

*Newberry R.J.J.* Polytypism in molybdenite (I): a nonequilibrium impurity induced phenomenon // *American Mineralogist.* 1979. Vol. 64. P. 758–767.

*Plotinskaya O.Y., Abramova V.D., Groznova E.O., Tessalina S.G., Seltmann R., Spratt J.* Trace element geochemistry of molybdenite from porphyry Cu deposits of the Birgilda-Tomino ore cluster (South Urals, Russia) // *Mineralogical Magazine.* 2018. Vol. 82 (S1). P. S281–S306.

*Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S., Seltmann R., Groznova E.O., Abramov S.S.* Porphyry deposits of the Urals: geological framework and metallogeny // *Ore Geology Reviews.* 2017. Vol. 85. P. 153–173.

*Plotinskaya O.Y., Shilovskikh V.V., Najorka J., Kovalchuk E.V., Seltmann R., Spratt J.* Grain-scale distribution of molybdenite polytypes versus rhenium contents:  $\mu$ XRD and EBSD data // *Mineralogical Magazine.* 2019. Vol. 83. P. 639–644.

***М.А. Юдовская***

*Институт геологии рудных месторождений,  
минералогии, петрографии и геохимии РАН, г. Москва  
Университет Витватерсранд, г. Йоханнесбург, ЮАР  
maiya@igem.ru*

### **Химические и физические процессы трансформации хромита и его индикаторная роль в расшифровке условий сульфидного магматического рудообразования**

Хромит кристаллизуется из расплавов широкого диапазона составов от коматитовых и пикритовых до толеитовых и щелочных базальтовых. При всех условиях хромит кристаллизуется как один из первых ликвидусных минералов, и его состав, в целом, может быть использован для диагностики состава его родительского расплава. Однако несколько факторов влияют на химический состав хромита и затрудняют прямое сопоставление: (1) изменения самого расплава в ходе кристаллизационной

дифференциации путем осаждения кумулюсных минералов; (2) гетерогенность системы, обусловленная проявлениями силикат-сульфид-флюидной несмесимости, смешением или контаминацией, что приводит к локально неравновесной кристаллизации; (3) суперсолидусное химическое переуравновешивание с интерстициальным расплавом часто путем реакций парного растворения-переотложения; (4) субсолидусное переуравновешивание и перераспределение элементов при твердофазных превращениях и под воздействием выделяющейся флюидной фазы.

Настоящая работа рассматривает свидетельства коровой контаминации высокомагнезиальных расплавов, отражающиеся в химическом составе и текстурах хромита, развивая представления [Юдовская, 2019]. Сравнение характеристик хромита из Платрифа в северном лимбе комплекса Бушвельд и хромита из рудоносных интрузивов норильского типа показывает сходство процесса их образования. В расслоенном комплексе Бушвельд две серии шпинелей – хромит и магнетит (до титаномагнетита) – имеют неперекрывающиеся поля составов, и этот разрыв подчеркивается их разделением в разрезе. Хромит кристаллизуется только в породах Нижней и Критической зон, верхняя граница которых проводится по кровле верхней хромитсодержащей пачки. Далее вверх по разрезу следуют породы Главной зоны мощностью 2–3 км, в которых отсутствуют как хромит, так и первичный магнетит. Граница с вышележащей Верхней зоной проводится по первому появлению кумулюсного магнетита, который выше по разрезу образует обширные выдержанные слои ванадиеносного титаномагнетита промышленного масштаба. Разобщенность проявления этих двух шпинелей в разрезе подчеркивает правило, что только один состав шпинели находится в равновесии с расплавом и совместная кристаллизация хромита и магнетита невозможны. Тем не менее, в породах Платрифа, который является аналогом Критической зоны в северном лимбе комплекса, эти две шпинели сосуществуют, хотя и не равновесны друг с другом, что отражает гетерогенную кристаллизацию при смешении в различной степени контаминированных расплавов. Составы хромита Платрифа демонстрируют классический бушвельдский тренд дифференциации, выраженный как парное снижение концентраций Cr и Mg в ходе эволюции, а также такой же классический тренд переуравновешивания (*trapped liquid shift*), выраженный в парном увеличении концентраций Ti и трехвалентного Fe за счет парного снижения Al и Mg. Кроме того, обогащение хромита Ti наблюдается в зонах скарнирования, приводя к образованию специфических Ti-Fe-Cr шпинелей в ассоциации с ильменитом. Текстуры хромита Платрифа также указывают на его неравновесный посткумулясный рост. Атолловые, симплектитовые, протрузионные, амевидные и ситовидные зерна формируются в результате реакции растворения-переотложения ранних кумулюсных кристаллов при их взаимодействии с контаминированными интерстиционными расплавами, собравшими легкоплавкие компоненты и обогащенными несовместимыми и летучими элементами. Морфология тел вкрапленных хромитов Платрифа отличается невыдержанностью и постепенными переходами во вмещающие породы, контрастируя в этом с пластообразной морфологией выдержанных на протяжении десятков километров и характеризующихся резкими границами массивных хромитов Бушвельда. Это, очевидно, отражает динамические условия внедрения Платрифа во вмещающие осадочные породы как краевого интрузива [Yudovskaya, Kinnaird, 2010].

Сходную морфологию имеют хромитовые сегрегации в верхних частях норильских рудоносных интрузивов [Служеникин и др., 1994]. Хромит здесь большей частью образует вкрапленность в прослоях такситовых габбродолеритов, но также собирается

в слойки, линзы и фрагментированные агрегаты. Состав хромита крайне разнообразен, что, видимо, связано с литологической гетерогенностью Верхней габброидной серии норильских интрузивов [Генкин и др., 1979]. Норильские рудоносные интрузивы также содержат вкрапленность хромита в рудоносном горизонте пикритовых габбро-долеритов Главной расслоенной серии. Составы хромита Главной и Верхней серий во многом перекрываются и характеризуются выраженным трендом дифференциации с обогащением двух- и трехвалентным Fe, а также сосуществованием низко- и высоко-Ti разностей [Генкин и др., 1979; Ryabov et al., 2014]. Составы хромита верхней зоны показывают локальные тренды с парным увеличением содержаний Al и Fe (вплоть до чистого герцинита) и содержаний Cr вплоть до чистого магнезиохромита [Туровцев, 2002], где последний встречен в типично скарновой минеральной ассоциации в пределах интрузивного разреза. Наряду с широкими вариациями состава, свидетельствующими о неравновесных условиях кристаллизации, хромит и хромшпинели демонстрируют разнообразные реакционные структуры локального растворения-перекристаллизации: атоллоидные, протрузионные, симплектитовые и ситовидные. Кроме того, повсеместно развито замещение хромита магнетитом, в различной степени обогащенным Ti и Cr.

Известно, что повышенные содержания воды и высокая фугитивность кислорода способствуют кристаллизации магнетита по сравнению с хромитом и ильменитом [Howarth et al., 2013], и эти факторы, скорее всего, вызвали замещение ранних фенокристов хромита более поздним магнетитом в пределах Верхней серии. Свидетельством присутствия флюида с самых ранних стадий внедрения являются обильные миндалины, сейчас заполненные низкотемпературными минералами, но ранее, видимо, представлявшие собой газовые пузыри, а также своеобразные глобулярные структуры, представляющие собой такие же пузыри, заполненные интерстициальными минералами и окруженные по всей поверхности тонкой пленкой или более мощным слоем кристаллов хромита, герцинита или магнетита размером до 50–70 мкм. Именно «бронирование» пузырей шпинелями позволило их очертаниям сохраниться в раскристаллизованной породе. Такие текстуры были воспроизведены экспериментально [Pleše et al., 2019] и свидетельствуют, скорее всего, об адгезионном налипании (флотировании) хромитовых кристаллов на пузырях несмесимого флюида, хотя существуют и альтернативные гипотезы.

По аналогии с Платрифом, для которого контаминация расплавов вмещающими осадочными породами не оспаривается, мы предполагаем, что обогащенность норильских расплавов флюидом также связана с ассимиляцией вмещающих пород, богатых летучими компонентами. Химическое растворение и плавление ксенолитов приводили к резкому пересыщению и раннему выделению флюидной фазы в субвулканических резидентных камерах норильских интрузивов.

*Данные получены в сотрудничестве с В.В. Шиловских, Д. Киннэйрд, С.Ф. Служеникиным, М. МакКришем, С. Барнсом, Л. Шоневельд и М. ЛеВаллиан. Исследования поддержаны РФФИ (проект № 18-05-70073).*

## Литература

Генкин Г.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 105–126.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 195–217.

Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.

Юдовская М.А. Хромиты расслоенных интрузивов и проточных магматических каналов как ключ к пониманию процессов рудообразования // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 32–35.

Howarth G.H., Prevec S.A., Zhou M.F. Timing of Ti-magnetite crystallisation and silicate disequilibrium in the Panzhihua mafic layered intrusion: implications for ore-forming processes // Lithos. 2013. Vol. 170. P. 73–89.

Pleše P., Higgins M.D., Baker D.R., Lanžafame G., Kudrna Prašek M., Mancini L., Rooyakkers S.M. Production and detachment of oxide crystal shells on bubble walls during experimental vesiculation of andesitic magmas // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2019. Vol. 174. P. 21.

Ryabov V.V., Gora M.P., Shevko A.Y. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Springer, 2014. 625 p.

Yudovskaya M.A., Kinnaird J.A. Chromite in the Platreef (Bushveld Complex, South Africa): occurrence and evolution of its chemical composition // Mineralium Deposita. 2010. Vol. 45. P. 369–391.

**О.Б. Азовскова, М.Ю. Ровнушкин**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург  
oazovskova@yandex.ru*

### **Органическое вещество в эндогенных процессах (на примере ряда уральских объектов)**

Органическое или углеродистое вещество (ОВ, УВ) – от нефтеподобных продуктов и битумов до фаз свободного углерода (графит, углистое вещество и т. п.) – присутствует в различных геологических образованиях и комплексах. Оно участвует в различных, в том числе рудообразующих, процессах, активно влияя на их химизм, минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов [Банникова, 1990; Disnar, Sureau, 1990; Буслаева, Новгородова, 1999; Азовскова и др., 2013]. Это касается не только характерных черносланцевых образований, обогащенных УВ пород и углеродистых метасоматитов [Метасоматизм..., 1998; Рапопорт и др., 2001], но и пород и метасоматитов, содержащих рассеянное органическое вещество (РОВ), преимущественно, битумное, присутствие которого определяется только аналитическими методами. В прикладном плане углеродистое (органическое) вещество может выступать как один из факторов мобилизации и концентрации рудных компонентов, и в то же время как осложняющий фактор при переработке руд.

До недавнего времени УВ в золотоносных «черносланцевых» или «углеродисто-терригенных» комплексах считалось первично осадочным, преобразованном *in situ* под воздействием региональных и метасоматических процессов. Однако в последнее время появляется все больше данных, подтверждающих значительную роль и флюидогенную природу «наложенной» углеродизации, углеродистого метасоматоза и проявлений минерализации РОВ. Это рассматривается как характерный признак воздействия

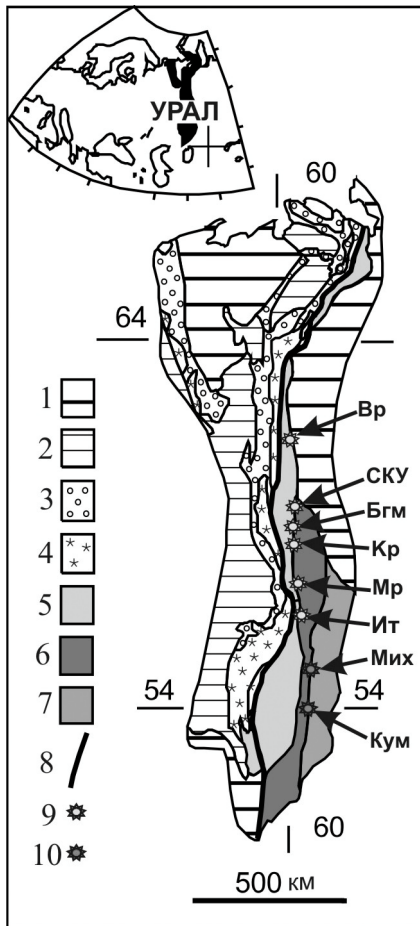


Рис. Положение объектов исследований в структурах Урала.

1 – мезо-кайнозойские отложения; 2 – Предуральский прогиб; мегазоны (3–7): 3 – Западно-Уральская, 4 – Центрально-Уральская, 5 – Тагильская и Магнитогорская, 6 – Восточно-Уральская, 7 – Зауральская; 8 – Главный Уральский глубинный разлом; 9 – объекты исследований в зоне сочленения Тагильской, Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон: Вр – Воронцовское месторождение (Au), ВСКУ – Северо-Красноуральская площадь (Au), Бгм – Богомоловское месторождение (Au), Кр – Красноуральская площадь (Au), Мр – Мраморская площадь (Au), Ит – Иткульская площадь; 10 – объекты исследований в зоне сочленения Восточно-Уральской и Зауральской мегазон: Мих – Михеевское месторождение ((Au,Mo)-Cu), Кум – Кумакское рудное поле (Au).

сверхглубинных флюидных систем [Летников, 2013]. Этим объясняется и обычная связь обогащенных УВ пород и комплексов с глубинными разломными структурами, зонами смятия и т. д. Углеродистое (органическое) вещество может играть различные роли в рудном процессе, такие как 1) один из компонентов рудогенерирующих флюидов, 2) буферирующее вещество при многоступенчатом процессе рудотолжения, 3) восстановительный геохимический барьер, 4) источник для мобилизации золота или других металлов при воздействии гидротермальных растворов на обогащенные

этими компонентами «углеродистые» образования различного генезиса. Природа ОВ при этом может быть первично биогенной, эндогенной или смешанной (микстогенетической).

Проявления наложенной «углеродизации» и присутствие флюидогенных ОВ установлены и на ряде объектов (месторождения, перспективные площади) восточного склона Урала [Рапопорт и др., 2001; Азовскова и др., 2013; Азовскова, Ровнушкин, 2015; Murzin et al., 2017] (рис.), при этом часто они пространственно и генетически связаны с проявлениями низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации).

Выделяются следующие основные признаки наложенного характера ОВ/УВ и углеродистого метасоматоза: 1) несоответствие степени преобразования УВ уровню метаморфизма вмещающих пород; 2) совместное нахождение нескольких разновидностей УВ, не связанных последовательными переходами; 3) отсутствие четкой приуроченности УВ к определенным литологическим и стратиграфическим разностям пород; 4) обогащение органическим (углеродистым) веществом зон тектонических нарушений; 5) признаки метасоматической зональности, определяемые на макро- и микроуровнях; 6) примеры прямого замещения некоторых минералов углеродистым веществом.

Т а б л и ц а

## Распространение различных типов УВ на объектах восточного склона Урала

Зо-ны	Объекты	Литологические разности пород, в которых присутствует УВ	Типы УВ
Зона I	Воронцовское золоторудное месторождение	Известняки и известняковые <u>брекчи</u> , туфогенно-осадочные породы, дайки среднего-основного состава (краевые части)	Битумы керитового ряда, преимущественно растворимые. ХБ – до 466 мг/кг
	Северо-Красноуральская площадь	<u>Серпентиниты и апосерпентинитовые породы</u> , вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, дайки и тела гранитоидов (краевые части)	Битумы керитового ряда (в т. ч. растворимые), очень редко – антракосилит и графит. ХБ – до 443 мг/кг
	Богомоловское золоторудное месторождение	<u>Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы андезитового и дацитового состава (обычно рассланцованные и катаклазированные)</u> , краевые части даек, <u>зальбанды жил</u>	Битумы керитового ряда (в т. ч. растворимые), сажистое (рентгеноаморфное) УВ, редко графит. ХБ – до 114 мг/кг
	Мраморская площадь	<u>Сланцы метаморфогенно-метасоматические, мрамора</u> , апосерпентинитовые породы, краевые части даек и жил, <u>коры выветривания по различному субстрату</u>	Графит, битумы антракосилитового ряда, битумы керитового ряда (в т. ч. растворимые), реже – сажистое (рентгеноаморфное) УВ. ХБ – до 462 мг/кг
	Иткульская площадь	<u>Сланцы метаморфические</u> (амфиболитовая фация метаморфизма), мрамора	Графит, битумы керитового ряда (в т. ч. растворимые) реже битумы антракосилитового ряда. ХБ – до 336 мг/кг
Зона II	Кумакское золоторудное месторождение	<u>Сланцы метаморфогенно-метасоматические</u>	Шунгитоподобное УВ, битумы керитового ряда (в т. ч. растворимые), пироуглерод. ХБ – 80–93 мг/кг
	Михеевское Си-порфиговое месторождение	Установлено в аргиллизитовых метасоматитах; графит – единичный в дайках	Битумы керитового ряда, редко графит (нет данных по содержанию ХБ)

Примечание. Зона I – область сочленения Тагильской и Восточно-Уральской мегазон: зона Серовско-Маукского глубинного разлома и оперяющие структуры. Зона II – область сочленения Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. Подчеркнуты разности пород, где чаще встречается УВ и наиболее им обогащенные. ХБ – хлороформная фракция растворимых битумов.



Для изучения ОВ/УВ использованы рентгеноструктурный и термический анализы пород и обогащенных проб, оптическая и люминесцентная микроскопия, исследования с помощью СЭМ с ЭДС, микрондовые исследования, CHNS анализ, ИСП МС анализ пород и растворимых ОВ (хлороформенный экстракт, ХБ), ИК (породы и ХБ экстракт) и ЯМР (ХБ экстракт) спектроскопия, битуминологический анализ с предварительной экстракцией и выделением различных фракций ОВ, изотопия углерода  $\delta^{13}\text{C}$  (углеродистые породы). Общая характеристика видового состава органического (углеродистого) вещества на исследованных объектах приведена в таблице.

Из таблицы видно, что наибольшее разнообразие видового состава УВ характерно для Мраморской площади, что может свидетельствовать о нескольких возрастных этапах «углеродизации». Общим для всех объектов является присутствие низкотемпературных битумов, относящихся к низшим керитам, и значимые количества растворимых углеводородов. Количество растворимого ОВ может значительно отличаться как в пределах одного объекта, так и в конкретных литологических разностях пород, но, как правило, более высокие средние содержания характерны для выделяемых золоторудных зон и рудных блоков.

Проведенные исследования показали, что связь эндогенной углеродизации с рудными процессами, с одной стороны, достаточно очевидна, с другой – не всегда явная и необязательно прямая. Совместное нахождение битумов и тонкого микронного золота наблюдалось в мраморах и листовитоподобных породах Мраморской площади, а также в аргиллизированных породах Северо-Красноуральской площади и Михеевского Су-порфирикового месторождения. При отработке Богомоловского месторождения в 30–40-х гг. XX в. в некоторых случаях отмечалось присутствие жидких битумов в зальбандах золотоносных кварцевых жил (архивные данные). На Воронцовском месторождении максимальные содержания золота приурочены к наиболее обогащенным углеродистым веществом известняковым брекчиям.

Характер «углеродистых процессов» на изученных объектах сильно варьирует по интенсивности, предполагаемым этапам и времени проявления, однако практически всегда проявлена поздняя стадия (низкотемпературные битумы и битумоиды со слабой степенью окисленности), вероятно, связанная с позднемезозойским и мезо-кайнозойскими этапами активизации уральских структур. Такая связь подчеркивается еще одной особенностью – присутствием аргиллизитовых образований с пиритом ( $\pm$  другие сульфиды) и самородными металлами.

*Работа выполнена в рамках темы № 0393-2018-0031 государственного задания ИГГ УрО РАН.*

## Литература

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю. Органическое вещество в рудоносных аргиллизитах Михеевского медно-порфирикового месторождения (Южный Урал) // Матер. научн. конф. памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 18. Пермь, 2015. С. 30–35.

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Корякова О.В., Кодесс М.И., Чердниченко Н.В., Янченко М.Ю. Углеродистое вещество из рудоносных комплексов некоторых золоторудных месторождений Восточного склона Урала // IV Рос. совещ. по орган. минерал. Черноголовка, 2013. С. 5–8.

Банникова Л.А. Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990.

Буслаева Е.Ю., Новгородова М.И. Элементоорганические соединения в проблеме миграции рудного вещества. М.: Наука, 1999.

Летников Ф.А. Синергетические аспекты образования глубинной нефти // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 6. С. 790–810.

Метасоматизм и метасоматические породы / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998.

Рапопорт М.С., Азовскова О.Б., Кузнецов В.Н. Геологическое строение, метаморфизм и золотое оруденение Мраморской зоны смятия (Средний Урал) // Проблемы геологии и рудообразование в геологической истории Урала. Екатеринбург, 2001. С. 55–72.

Disnar J.R., Sureau J.F. Organic matter and ore genesis – progress and perspectives // Organic Geochemistry. 1990. Vol. 16. Is. 1–3. P. 577–599.

Murzin V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au–Hg–As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 271–298.

**И.В. Чаплыгин**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, г. Москва,  
ichap@igem.ru*

### **Критические металлы в фумаролах**

Высокотемпературные фумарольные обстановки, связанные с дегазирующими магматическими очагами, могут быть условно отнесены к рудообразующим системам, поскольку, несмотря на имеющиеся, например, высокосортные руды Mo и Re на вулкане Кудрявый (о-в Итуруп, Курильские острова), их объем мал и не позволяет их извлекать. Тем не менее, фумарольные газы могут рассматриваться как аналоги рудообразующих флюидов, а изучение процессов эксгальационного минералообразования дает информацию для понимания условий образования месторождений в субдукционных обстановках. Изучая фумарольные системы, можно измерять содержание металлов в газах и вынос газов и оценивать продуктивность магматических систем. Минералогические данные позволяют рассуждать о первичных минеральных формах вещества в глубинном процессе образования руд, связанном с дегазацией магм и недоступном для непосредственного изучения.

В настоящей работе рассмотрены геохимия и минералогия отдельных элементов, относимых к критическим, в фумарольных системах. В частности, концентрации и поведение этих элементов в вулканических газах, минеральные формы в эксгальационных рудных образованиях.

По данным анализа конденсатов концентрации In в конденсатах вулкана Кудрявый составляют до 115 мг/т, рения порядка 10 мг/т (до 100 мг/т). Несмотря на единичные находки рениевых минералов и отсутствие находок минералов индия в фумарольной обстановке на других вулканах, концентрации этих металлов в газовых конденсатах разных вулканов показывают схожие значения (мг/т): на вулкане Толбачик (Камчатка) – 20 Re, 202 In (2012–2013 гг. 1030 °С) [Chaplygin et al., 2016], на вулкане Горелый (Камчатка) – 17 Re, 112 In (~900 °С) [Чаплыгин и др., 2015], на рифтовом

вулкане Эрта-Але (Эфиопия) – 27 Re, 59 In (1084 °C) [Zelenski et al., 2013], на вулкане Колима (Мексика) – 20 Re, 202 In (828 °C) [Taran et al., 2001] и вулкане Палласа (о. Кетой, Курильские острова) – 5.2 Re, 159 In (720 °C) [Taran et al., 2018].

Одним из самых важных вопросов, стоявших перед автором, являлся вопрос о том, насколько отличаются газы различных вулканов по металлоносности, и чем обусловлена разница. Стандартный подход для оценки вариаций химических элементов в вулканических газах заключается в расчете коэффициентов обогащения (КО)  $KO_i = (E_i/R)_{газ} / (E_i/R)_{порода}$ , где  $E_i$  – концентрация элемента в конденсате и породе, а  $R$  – концентрация нелетучего элемента (в данном случае Mg), выбранного для нормализации ( $\log KO_{Mg} = 0$ ).

Коэффициенты обогащения элементов в конденсатах относительно вулканических пород постройки вулкана показывают, что такие элементы как Re, In, Bi, Tl и Cd имеют КО, близкие к таковым для летучих серы или галогенов ( $10^4$ – $10^6$ ) (рис.). Обобщение данных по конденсатам различных вулканов говорит о том, что вулкан Кудрявый не выделяется высокими концентрациями и КО металлов в газовой фазе (картины распределения элементов сходны). Это приводит к выводу о преимущественном фракционировании этих элементов в подвижную газовую фазу в процессе дегазации магм.

При изучении вулкана Кудрявый выяснилось, что Re, In, Cd, Bi и Mo обогащают фумарольные рудные образования и образуют в фумарольной среде собственные минералы. Так, рениит  $ReS_2$  и минералы In кадмоиндит  $CdIn_2S_4$ , абрамовит  $Pb_2BiSnInS_7$ , знаменскийит  $Pb_4Bi_2In_4S_{13}$ , сульфиды Zn и Cd, содержащие до 4.75 мас. % In и сульфосоли, обогащенные Cd и In, а также молибденит, содержащий до 11 мас. % Re [Bernard et al., 1990], были установлены именно на активных вулканах. Фумарольные обстановки

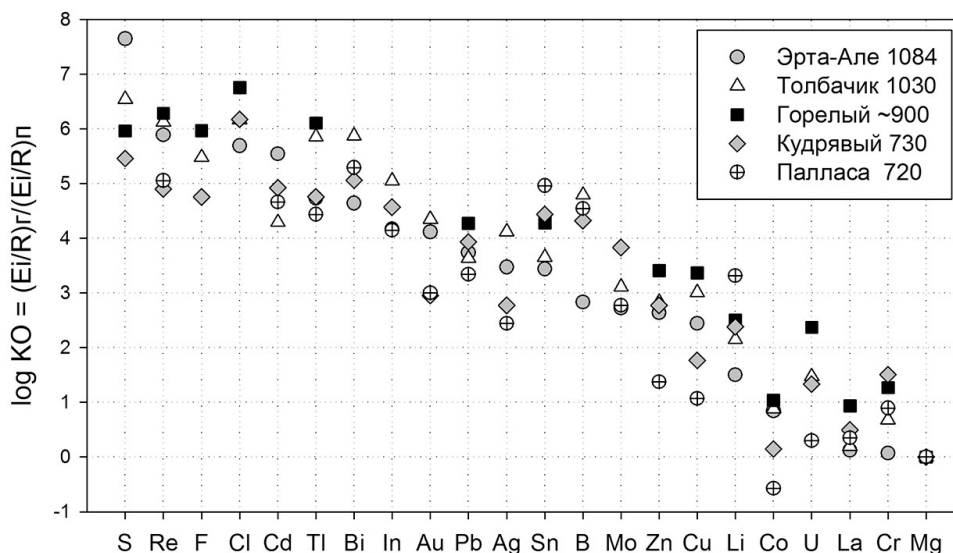


Рис. Рассчитанные коэффициенты обогащения некоторых элементов ( $\log KO$ ) для газов пяти вулканов.

Элементы даны в порядке уменьшения концентраций в конденсате вулкана Эрта-Але с температурой 1084 °C [Zelenski et al., 2013].

характеризуются высокими, вплоть до магматических, температурами, околоатмосферным давлением и высоким термическим градиентом (до 100°C/10 см). Последний фактор является ключевым и приводит к росту минеральных фаз вследствие протекания газо-фазных реакций.

### Литература

*Чаплыгин И.В., Таран Ю.А., Дубинина Е.О., Шапарь В.Н., Тимофеева И.Ф.* Химический состав и металлоносность магматических газов вулкана Горелый (Камчатка) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 463. № 1. С. 85–89.

*Bernard A., Symonds R.B., Rose W.J.* Volatile transport and deposition of Mo, W and Re in high temperature magmatic fluids // Applied Geochemistry. 1990. Vol. 5. P. 317–326.

*Chaplygin I.V., Lavrushin V.Y., Dubinina E.O., Bychkova Y.V., Inguaggiato S., Yudovskaya M.A.* Geochemistry of volcanic gas at the 2012–13 New Tolbachik eruption, Kamchatka // Journal of Volcanology and Geothermal Resources. 2016. Vol. 323. P. 186–193.

*Taran Y.A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Lunezheva E., Cortes A., Armienta M.A.* Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano, Mexico. Implications for magmatic gas-atmosphere interaction // Journal of Volcanology and Geothermal Resources. 2001. Vol. 108. P. 245–264.

*Taran Y., Zelenski M., Chaplygin I., Malik N., Campion R., Inguaggiato S., Pokrovski B., Kalacheva E., Melnikov D., Kazahaya R., Fischer T.* Gas emissions from volcanoes of the Kuril Island arc (NW Pacific): geochemistry and fluxes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. Vol. 19(6). P. 1859–1880.

*Zelenski M.E., Fischer T.P., de Moor J.M., Marty B., Zimmermann L., Ayalew D., Nekrasov A.N., Karandashev V.K.* Trace elements in the gas emissions from the Erta Ale volcano, Afar, Ethiopia // Chemical Geology. 2013. Vol. 357. P. 95–116.

**И.В. Викентьев**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, г. Москва  
viken@igem.ru*

### Металлогенические исследования на Полярном Урале и проблемы освоения его минерально-сырьевого потенциала

Наряду с детально исследованными и промышленно освоенными районами Среднего и Южного Урала, территория Полярного Урала (~400 км, 68°30'–65°40' с.ш.) остается сравнительно малоизученной. Это обусловлено транспортной малодоступностью, суровым климатом и кратким летним сезоном, закрытостью значительных территорий болотно-лишайниковой растительностью, слабой контрастностью на космоснимках. Здесь в результате геологической съемки, прогнозно-металлогенических и поисково-оценочных работ 60-80-х гг. 20 в. выявлены единичные промышленные объекты. Многие рудные объекты остаются не оцененными, а некоторые площади перспективны для выявления оруденения, что актуально для воспроизводства выходящих вследствие промышленной добычи запасов месторождений Промышленного Урала.

Уральская металлургическая база черной металлургии является самой крупной в России. На Урале находится 15 % российских запасов железа, но из них более 86 % составляют собой бедные (15–17 % железа) руды (ванадийсодержащие титаномагнетиты), а добыча (66 млн т в год) составляет 20 % от российских запасов (из них бедные руды ~86 %). Обеспеченность рудой предприятий Урала постоянно сокращается. Вследствие отработки базовых месторождений в Свердловской и Челябинской областях, потребности металлургических заводов Урала за счет местного железорудного сырья удовлетворяются лишь на треть. Еще 35 % покрываются за счет поставок с КМА при расстоянии транспортировки более 2 тыс. км, а также с Кольского полуострова и из Сибири (Коршунковский ГОК) – более 3 тыс. км. Остальные 28–30 % импортируются из Казахстана.

Другим дефицитным сырьем являются хромиты. Из потребляемых черной металлургией порядка 1.5 млн т около 1 млн т в год завозится из Казахстана (расстояние 1.5 тыс. км), остальное – преимущественно с Полярного Урала (расстояние до 3 тыс. км). Марганцевые руды (до 1.7 млн т в год) полностью завозятся на предприятия Урала из Украины (100 тыс. т, расстояние 3 тыс. км) и Казахстана (300 тыс. т, 1 тыс. км).

Основные запасы меднорудного сырья Уральского федерального округа (УрФО), где расположены практически все металлургические предприятия, сконцентрированы на 30 мелких месторождениях. Обеспеченность промышленности округа медным сырьем не превышает 20 %, его поставки ведутся из Приволжского округа, часть концентрата экспортируется из Казахстана. Сейчас около 40–45 % мощностей медеплавильных заводов в Свердловской и Челябинской областях загружены ломом, но запасы лома (в основном, советского периода) иссякнут в ближайшие 5–10 лет.

Существенная, а по некоторым видам (хромиты, железо, марганец, алюминий, медь) преобладающая (70–98 %) доля сырья для уральского металлургического комплекса завозится, в том числе, из-за рубежа, часто издалека (км): железорудное сырье – 2200–3300; хромиты – 2850; марганец – 2700–3100; бурый уголь – 1200–1900. В результате из-за увеличения цен на металл в УрФО около 40 % предприятий машиностроительного комплекса стали убыточными.

Нарастающий дефицит горнорудного сырья может привести к окончательной деградации уральского промышленного комплекса, что создает угрозу национальной безопасности. Ведь на Урале производится 40 % российской стали и готового проката черных металлов и 45 % стальных труб. Здесь расположены крупнейшие в стране предприятия цветной металлургии и большинство основных оборонных предприятий страны.

В то же время, на Полярном Урале и прилегающих северных районах Приполярного Урала известны многочисленные перспективные проявления и месторождения марганцевых и хромовых руд, руд цветных и редких металлов (свинец, цинк, медь, молибден, сурьма, тантал, ниобий и др.), коренного и россыпного золота, баритов, фосфоритов, камнесамоцветного сырья.

На Полярном Урале в пределах трех гипербазитовых массивов (Рай-Из, Войкар-Сыньинский, Сым-Кеу) известно более 300 рудопроявлений и месторождений хромитов, суммарные ресурсы которых превышают 190 млн т, из них высокохромистых руд металлургических сортов – 90 млн т. Наиболее крупным и изученным железорудным объектом является Юнь-Ягинское скарново-магнетитовое месторождение, запасы которого по категории  $C_1+C_2$  составляют 66.157 млн т.

Разведано Саурейское месторождение свинцовых руд (2.9 млн т руды, 6.3 % Pb). Детально разведано Харбейское молибденовое месторождение с запасами молибдена 1774 т при содержании Mo в руде 0.113 %. Подготовлена для освоения группа сближенных месторождений барита с суммарными запасами и ресурсами 11.5 млн т с содержанием 27.5 – 41.2 % барита. Барит, а также разведанные запасы бентонитов будут использованы для производства буровых растворов для развивающегося Западно-Сибирского нефтегазового комплекса.

Поэтому Полярный Урал (с прилегающими территориями Приполярного Урала) может стать альтернативной минерально-сырьевой базой для обеспечения устойчивого развития отраслей черной и цветной металлургии УрФО и, таким образом, для экономики округа в целом. Помимо указанных отраслей сырьевые возможности региона в состоянии удовлетворить растущий спрос на нерудное минеральное сырье, используемое в нефтегазовом бурении (барит, бентониты), а также на кварцевое сырье (включая особо чистый кварц), фосфориты, флюорит.

Первоочередными на крайнем севере Урала являются:

- Южное и Юго-Западное рудные поля массива Рай-Из (хромиты), ресурсы по категории  $P_1+P_2$  9.65 и 22.94 млн т, соответственно;
- Лекын-Тальбейская площадь (медно-молибденовые руды), ресурсный потенциал по категории  $C_2 = 252$  тыс. т,  $P_1 + P_2$  830 тыс. т;
- Войшорское месторождение (баритовые руды), запасы по категории  $C_1+C_2$  382 тыс. т;
- Лаптапайская площадь (хромиты), ресурсы по категории  $P_1+P_2+P_3$  52.2 млн т;
- Яны-Турьинский участок (железные руды), ресурсы по категории  $P_1+P_2$  74 тыс. т.

Разработка месторождений Полярного Урала позволит полностью заместить поставки по импорту всего объема хромовых руд, поставляемых в Россию (попутно с хромитами будут добываться дуниты – ценное огнеупорное сырье), в значительной степени марганцем, железом, баритом, фосфоритами.

Крупнейшие по запасам золота месторождения Урала возникли в связи с эволюцией энзиматического (мантийной природы) магматизма, обусловленного режимами юной (колчеданные) и зрелой (порфиновые, скарновые) островной дуги и проявленного в образовании пояса более поздних гранит-тоналитовых плутонов, которые формировались во время главной коллизии (золото-кварц-сульфидные жильные месторождения). На Полярном Урале идет оценка флангов Новогодненского золоторудного поля: разведаны месторождения Au-Fe Новогоднее Монто и более значительное (крупное по масштабам) золоторудное Петропавловское – с суммарными ресурсами рудного поля по категории  $C_1+C_2+P_1$  33.6 т Au.

Доминирующим среди собственно золоторудных объектов является золото-сульфидно-кварцевое оруденение, которое объединяет золото-сульфидно-кварцевые, золото-скарновые и золото-порфиновые типы месторождений. Наиболее важным промышленным значением обладают два первых типа. Золото-порфиновые (а также медно-порфиновые, скарново-порфиновые) месторождения составляют основные перспективы расширения минерально-сырьевой базы цветной металлургии описываемой полярноуральской области.

Тесная пространственная связь месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации с гранитоидами адамеллит-плагιοгранитной, а золото-скарнового орудене-

ния с габбро-диорит-гранодиоритовой формаций определяет важную роль магматического фактора в локализации оруденения. Неотъемлемым атрибутом продуктивных магматитов на площадях с золото-сульфидно-кварцевым оруденением являются самостоятельные комплексы малых интрузий и даек пестрого состава. Последние образуют сложно построенные серии, которые выполняют трещинную структуру рудных полей и часто непосредственно вмещают оруденение.

Другим решающим фактором контроля золото-сульфидно-кварцевого оруденения является регионально-тектонический фактор. Его значение реализуется через приуроченность оруденения к системам разрывов, оперяющих зоны региональных долгоживущих разломов, трассирующих границы структурно-формационных зон. При этом рудные поля локализуются в местах пересечения таких зон поперечными структурами, фиксирующими скрытые разломы фундамента и проявленными в верхних структурных этажах.

На площадях с золото-скарновым оруденением (включая Новогоднее-Монто), связанным с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации, важное рудоконтролирующее значение приобретает структурный фактор. Здесь рудные тела залегают непосредственно на контакте массивов с вмещающими породами и в останцах кровли, реже – на удалении от контакта. В первом случае для оруденения благоприятны выступы массивов, их секущие апофизы, выступы сателлитов. Во втором – основными локальными рудоконтролирующими структурами являются элементы складчатого строения толщ, зоны межслоевого дробления и т.д.

Литологический фактор проявляется лишь для золото-скарновой субформации, где определяющее значение в локализации оруденения приобретает присутствие благоприятных горизонтов карбонатсодержащих пород и их переслаивания с лавами и пирокластикой основного состава. В остальных случаях значение этого фактора определяется в сочетании со структурным фактором. С одной стороны, литологические разновидности пород (глинистые, фосфатные, углеродистые, карбонатные, а также существенно-кремнистые и обогащенные рассеянным пиритом или пирротинном) выступают благоприятной средой для отложения золотого оруденения. С другой стороны, зоны интенсивного смятия, дробления, трещиноватости указанных пород выступают дополнительным благоприятным фактором концентрации оруденения.

В базу данных по Полярной области Урала включены месторождения и перспективные рудопроявления важнейших металлических полезных ископаемых (Fe, Ti, V, Cu, Mo, W, Na, Nb, РЗЭ, Al, Au), из них часть относится к разряду крупных: Саурейское свинцово-баритовое (барит-полиметаллическое месторождение, тантал-ниобиевое (с РЗЭ) месторождение Тай-кеу, железорудное (скарново-магнетитовое) Юнь-Ягинское с попутными медью, кобальтом и золотом, хромитовое месторождение Центральное массива Рай-Из и Петропавловское золоторудное. В базу данных включены некоторые неметаллические (барит, флюорит, фосфориты) полезные ископаемые Полярного Урала, в том числе крупное месторождение барита Хойлинское.

По некоторым видам сырья полярноуральский регион обладает конкурентно-способными объектами: это, прежде всего, месторождения хромитов (суммарно 160 млн т); железо-скарновых руд (240 млн т), тантала, ниобия и редких земель, полиметаллов (суммарно 1.05 млн т), месторождения и проявления золота (125 т) и серебра (900 т).

Наиболее значительный металлогенический потенциал установлен на западном склоне Полярного Урала (палеоконтинентальный сектор Урала), однако наибольшие

перспективы освоения (как в виде действующих рудников, так и в отношении наиболее реальных прогнозных площадей) находятся на восточном склоне Урала – в палеоокеаническом секторе. Последнее, прежде всего, касается выявления новых объектов и перевод из разряда проявлений в месторождения рудной минерализации благородных металлов (Au, Ag, платиноиды), а также медно-золото-порфировых объектов. Полученные результаты могут быть использованы для совершенствования критериев поиска коренных золоторудных и золотосодержащих месторождений.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70041\_Ресурсы Арктики).*