

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ НА РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ И САМОЦВЕТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОЙ БЕРИЛЛИЕВОЙ (САМОЦВЕТНОЙ) СУБПРОВИНЦИИ

М. П. Попов

Рассмотрены вопросы выделения минералогических признаков на редкометалльное и самоцветное оруденение на территории Мурзинско-Адуийской бериллиевой (самоцветной) субпровинции, которая входит в состав Мурзинско-Адамовско-Мугоджарской редкометалльной зоны. Бериллиевая специализация субпровинции обусловлена широким развитием коллизионных гранитов (возраст которых 300–260 млн лет), обогащенных бериллием, танталом, литием, цезием, вольфрамом. Бериллиевая минерализация на изучаемых объектах приурочена к апогипербазитовым или апобазитовым слюдитам, которые залегают вдоль восточного контакта Мурзинского (Глинское, Верхне-Сусанское), Адуийского (месторождения и проявления Уральской Изумрудноносной полосы) и Каменского (Копи Кузнецова, Каменское) верхнепалеозойских гранитных массивов. На стадии общих поисков большой интерес приобретают минералы-индикаторы рудоносности. Данные вопросы детально рассмотрены в поисковой минералогии, их исследования направлены на разработку минералогических критериев поиска минеральных месторождений. По результатам работ установлены минералогические признаки и закономерности, по которым возможны поиски на редкометалльное и самоцветное оруденение: прямыми поисковыми минералогическими признаками на территории Мурзинско-Адуийской бериллиеносной (самоцветной) субпровинции являются находки первичных бериллиевых минералов (берилл, изумруд, хризоберилл, александрит, фенакит, эвклаз) и находки слюдитовых жил и комплексов, преимущественно флогопитового состава; косвенными минералогическими признаками являются находки вторичных бериллиевых минералов (бавенит, бертрандит, Ве-маргарит, эвклаз); флюориты розового и фиолетового цветов, встречающиеся в слюдитовых комплексах в пределах Мурзинско-Адуийской самоцветной субпровинции, могут считаться прямым минералогическим признаком на самоцветную минерализацию (изумруд, хризоберилл, александрит); пологительные аномалии по европию во флюоритах при поисковых работах могут рассматриваться как косвенный минералогический признак на рудную бериллиевую минерализацию; высокие положительные аномалии на ВеО, обнаруженные с помощью гамма-нейтронных и фото-нейтронных методов на стадии эксплуатационной разведки, необходимо проверять минералогическими методами (визуальный контроль, рентгеноструктурный анализ) на предмет наличия вторичных минералов бериллия (бавенит, бертрандит) или минералов группы хрупких слюдитов-Ве-маргарит.

Ключевые слова: Урал; редкометалльные месторождения; изумруд; берилл; александрит; самоцветы.

Введение

Мурзинско-Адуийская бериллиевая (самоцветная) субпровинция входит в состав Восточно-Уральской редкометалльной провинции, которая охватывает экзоконтактные зоны крупных батолитов позднепалеозойских гранитов Восточно-Уральского поднятия [1]. Её бериллиевая специализация обусловлена широким развитием коллизионных гранитов (возраст которых 300–260 млн лет), обогащенных бериллием, танталом, литием, цезием, вольфрамом [2]. Месторождения и проявления самоцветов на территории Мурзинско-Адуийской бериллиевой (самоцветной) субпровинции описаны в работах Г. Н. Вертушкова (1932), М. Б. Аринштейна (1983), А. С. Таланцева (1988), Э. Ф. Емлина (2002) и др.

Уральская изумрудноносная полоса (УИП) расположена на восточном склоне Среднего Урала, в Асбестовском районе Свердловской области. Эти месторождения разрабатывались почти непрерывно, начиная с 1831 г. В период после Великой Отечественной войны и до открытия на Дальнем Востоке крупных гидротермальных месторождений бериллия Изумрудные Копи Урала служили одним из основных источников этого стратегического сырья в СССР. В последнее время русские изумруды все чаще стали появляться в ювелирных изделиях. В связи с этим проблема обнаружения новых источников ювелирного изумрудного и другого самоцветного бериллиевого сырья на Среднем Урале вновь стала актуальной, и, в частности, возродилась идея о продолжении изумрудноносной полосы Урала к северу и югу от известных месторождений Изумрудных копей.

Уральская изумрудноносная полоса, входящая в состав Мурзинско-Адуийской бериллиевой (самоцветной) субпровинции, являются всемирно известным рудным районом, в котором расположены крупнейшие в России месторождения бериллиевых руд и ювелирных камней: изумруда, александрита и фенакита. Наряду с промышленно-экономическим значением Уральских Изумрудных копей как единственного в России поставщика изумрудов и александритов, они играют большую роль в качестве источника разнообразных минеральных образцов для тематических коллекций, которые имеют повышенный спрос у коллекционеров, учебных заведений и музеев мира.

Геологическое строение

Мурзинско-Адуийская самоцветная субпровинция занимает восточную и юго-восточную часть Восточно-Уральской мегазоны. Бериллиевая минерализация на изучаемых объектах приурочена к апогипербазитовым или апобазитовым слюдитам, которые залегают вдоль восточного контакта Мурзинского (Глинское и Верхне-Сусанское месторождения), Адуийского (месторождения и проявления Уральской изумрудноносной полосы) и Каменского (Заречное, Каменское) верхнепалеозойских гранитных массивов (рис. 1).

Тектоническая обстановка района УИП характеризуется обилием разновозрастных и различного порядка структур растяжения и сжатия, мощными зонами смятия и блоковым строением. Вдоль восточного контакта Мурзинско-Адуийского антиклинория проходит глубинный Сусанский разлом субмеридионального простирания, по которому Мурзинско-Адуийский антиклинорий граничит с Алапаевско-Режевской структурой [1]. Разлом оперяется разрывными нарушениями северо-западного простирания (азимут 304°), которые нарушаются системами более молодых субширотных трещин, имеющих обычно пологое падение по азимуту СС3–304° [3]. Их заложение происходило на поздних этапах формирования гранитных массивов. Северо-западные разломы относятся к сколовому типу, они выдержаны по падению. Субширотные трещины принадлежат к трещинам растяжения, и протяженность их невелика, но в соответствии с планом тектонических деформаций они приоткрывались чаще, чем северо-западные [4].

Для района УИП характерна метаморфическая зональность от высоких ступеней амфиболитовой фации до слабометаморфизованных пород зеленосланцевой фации. Под влиянием пневматолито-гидротермальных процессов, связанных с гранитной интрузией, в различной степени претерпел метасоматические изменения весь комплекс пород месторождений и всего района. Наиболее полное развитие приобретает щелочной (калиевый) метасоматоз, в процессе которого почти все породы подвержены в той или иной степени флогопитизации. В контактовых зонах гранитов совместно с амфиболитами формируются биотитовые оторочки, идет образование актинолита, тремолита и альбитизация калиевого полевого шпата (микроклина), углито-кремнистые сланцы графитизируются. В ультраосновных породах развиваются процессы оталькования и карбонатизации, связанные с воздействием на эти породы гидротерм с привнесом CO₂ [5].

На месторождении Глинское и проявлении Верхне-Сусанское бериллиевая минерализация локализована среди линзовидных тел, представленных тальк-актинолитовыми, тальк-тремолитовыми, тальк-карбонатными сланцами. Тальковые породы рассечены жилами слюдитов и пегматоидов. Слюдиты в основном состоят из флогопита (90–100 %), мусковит занимает до 5 % от объема породы, акцессорные минералы представлены бериллом, турмалином, хризобериллом, корундом, апатитом, флюоритом, реликтами хромшпинелидов, цирконом. Пегматоиды представлены турмалин-мусковит-полевошпат-кварцевыми жилами. Кристаллы берилла встречаются на контактах жил пегматоидов со слюдитами, хризоберилл обнаружен в слюдитах.

Изумрудно-берилловые и александрит-хризоберилл-фенакитовые месторождения и проявления УИП расположены в метаморфогенной толще, состоящей из амфиболитов, тальк-актинолитовых и тальковых сланцев. Среди вмещающих толщ встречаются будины пород ультраосновного состава. Гипербазиты рассечены слюдитовыми жилами, содержащими изумрудную и александрит-хризоберилл-фенакитовую минерализацию. Слюдиты сложены в основном флогопитом, а также переменными количествами турмалина, талька, плагиоклаза, амфибола тремолит-актинолитового ряда, хлорита, апатита и флюорита.

Проявление зеленого берилла Заречное локализовано в зоне интенсивно метаморфизованных и гидротермально проработанных пород, представленных хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, серицит-флогопит-хлоритовыми и другими сланцами. В восточном направлении эта зона постепенно переходит в хлорит-полевошпатовые метасланцы, которые в северной части участка прорваны телом меланократовых амфиболовых габбро. С запада жильная зона ограничена полосой выходов лейкократовых двуслюдяных гнейсовидных гранитов. Берилловая минерализация установлена в серицит-флогопит-хлоритовых и кварц-полевошпатовых жилах.

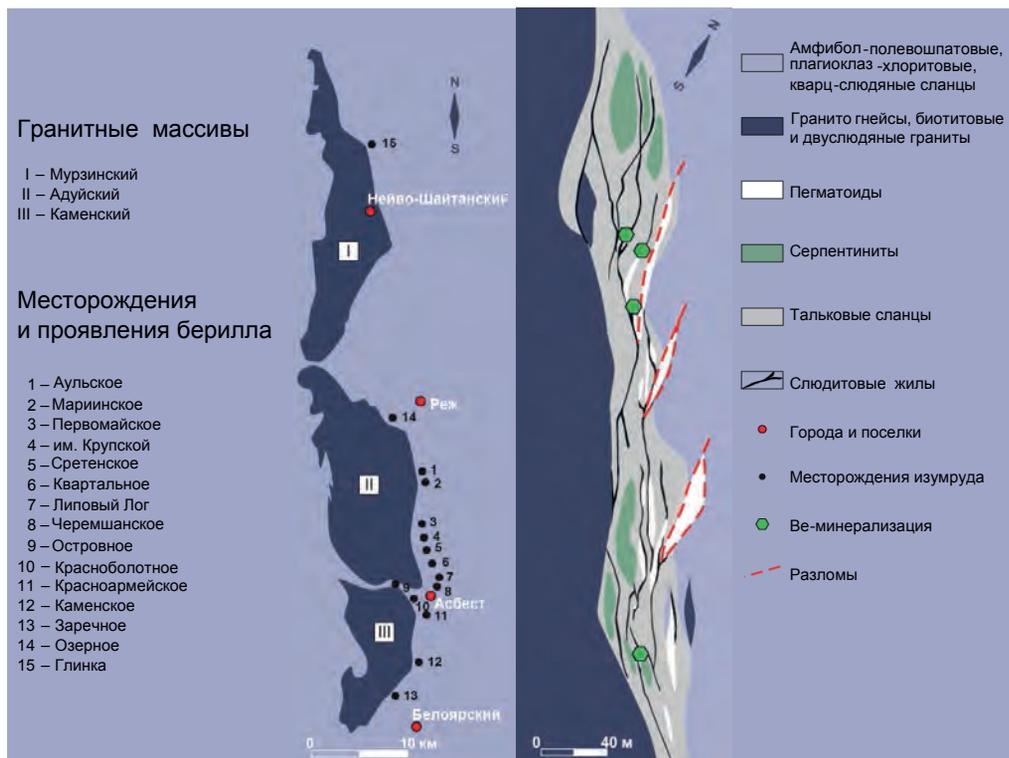


Рисунок 1. Схема размещения месторождений и проявлений берилла и самоцветов (изумруд, александрит) в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной субпровинции.

Материалы и методы исследования

В основу работы положены материалы, собранные автором в полевые сезоны с 1998 по 2012 г. на месторождениях и проявлениях УИП. Большинство материала собрано при изучении минералогии Мариинского месторождения.

Изучение онтогении минералов и их взаимоотношений проводилось визуально, при помощи бинокулы МБС-10 и с помощью сканирующего микроскопа JСХА-733 Superprobe. Исследование проводилось в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс (аналитик Л. А. Паутов). Все онтогенетические особенности и взаимоотношения минералов фиксировались фотографированием.

Рентгеноструктурный анализ состоял из получения дифракционной картины минералов и её идентификации с эталонными значениями. Дифракционная картина получалась в зависимости от количества изучаемого материала фотометодом или дифрактометрически. Для фотометода препарат готовился в виде шарика из порошка минерала. Съемка проводилась на FeKα-излучении, аппарат УРС-2.0, в камере РКД-57,3 мм (аналитик С. Г. Суставов, УГГУ). При этом точность определения положения линий на дебаеграмме оценивалась +0,15мм. Закладка пленки проводилась асимметричным способом. При наличии относительно большого количества материала (3–5 мг и более) рентгеновское исследование проводилось на аппарате ДРОН-2,0, на CuKα-излучении с графитовым монохроматором (аналитики Н. Г. Сапожникова (УГГУ) и Л. А. Паутов (Музей А. Е. Ферсмана РАН). Идентификация порошков проводилась по программе X-RAY на персональном компьютере. В некоторых случаях определение минералов проводилось способом сравнения с эталонными рентгенограммами.

Для изучения микроэлементного состава флюорита было отобрано восемь монофракций минерала разной цветности (бесцветный, голубой, зеленый, светло-коричневый, темно-коричневый, коричнево-фиолетовый и фиолетовый) из различных зон Мариинского месторождения. Разложение монофракций и их анализ на масс-спектрометре Element2 проводился аналитической группой Ю. Л. Ронкина (Ин-т геологии и геохимии УрО РАН).

Результаты исследований

В результате изучения александритоносных слюдитов установлены прямые минералогические признаки [6]. Данные образования с хризобериллом и фенакитом отличаются от изумрудоносных слюдитов составом, цветом и неоднородностью. Они образуют флогопитовые и флогопит-хлоритовые жилы зеленовато-серого и зеленовато-бурого цвета, в которых содержание хлорита варьирует от 10–30 % до 70–90 %. Слюдиты более плотные, параллельночешуйчатые, но слабо рассланцованы и менее гофрированы, чем изумрудоносные.

Минеральные ассоциации, являющиеся прямыми поисковыми признаками, для изумрудоносных слюдитов преимущественно состоят из изумруда, берилла, плагиоклаза, флюорита. Для александритоносных слюдитов в основном характерны следующие ассоциации: александрит, хризоберилл, фенакит, маргарит, турмалин (дравит) [6].

По опыту изучения автором позднебериллиевой минерализации [7] в качестве прямых поисковых признаков на берилловую и самоцветную минерализацию являются находки вторичных минералов бериллия (бавенит, бертрандит) или минералов группы хрупких слюд (бититит–Вемаргарит). Под микроскопом видно, как по продольным, диагональным, реже поперечным трещинам в берилле развивается бавенит. Кроме того, он нарастает на грани берилла. На более поздних стадиях гидротермального процесса минерал замещается бертрандитом. Автором установлено, что на бавенит нарастают бехоит и клинобехоит. По времени выделения бавенит более поздний, чем все минералы, ассоциирующие с ним, за исключением позднего хлорита, эпидота, анальцима.

На Мариинском месторождении автором описаны следующие цветовые разности флюорита: коричневый, бесцветный, зеленый, голубой, розовый и фиолетовый. Среди всей этой группы выделяются две главные цветовые разности флюорита (розовая и фиолетовая), которые могут служить прямым поисковым признаком на рудную бериллиевую минерализацию (берилл, изумруд, александрит), причем обе склонны к быстрому обесцвечиванию, вплоть до серой окраски на дневной поверхности. *Розовый флюорит* чаще всего встречается в богатых бериллом и мощных кварц-плагиоклазовых жилах, прожилково-метасоматических зонах Северного и Центрального участков Мариинского месторождения. Он практически отсутствует на Южном фланге месторождения (даже в богатых жилах) и почти не встречается в мелких бедных жилах и зонах. *Фиолетовый флюорит* всегда ассоциируется с флогопитом и маргаритом. Чаще всего он «запечатывает» (рис. 2, 3) хромосодержащую минеральную ассоциацию (изумруд, александрит). Все остальные цветовые разности напрямую не связаны с основной рудной минерализацией, так как образовались позже и входят в состав поздней минерализации.

Флюориты Мариинского месторождения имеют ряд характерных и отличительных признаков по микроэлементному составу. При этом для всех типов флюорита типоморфным признаком является обогащенность минерала элементами базит-гипербазитовой формации (к примеру, количество хрома варьирует от 262 до 317 г/т, причем независимо от цветности минерала), таблица. По всей видимости, это связано с тем, что на заключительной стадии формирования всех минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации стали участвовать флюиды из вмещающих пород, которые в основном представлены серпентинитами и апогипербазитовыми метасоматитами. В данном случае галогенид кальция



Рисунок 2. Кристаллы хризоберилла (зеленый) во флюорите (фиолетовый).



Рисунок 3. Выделения фиолетового флюорита среди зеленых кристаллов берилла.

формируется непосредственно в матрице апогипербазитового субстрата и имеет микроэлементный состав, характерный для многих серпентинитов [8].

По распределению лантаноидов разноцветные флюориты Мариинского месторождения можно условно разделить на три типа: с высоким, промежуточным и низким содержанием РЗЭ (рис. 4). В первый тип попадают зеленый флюорит и все коричневые разновидности. Они характеризуются плавным падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам) и присутствием слабой положительной аномалии по европию. Концентрация лантаноидов в них варьирует от 82 до 116 г/т. Отношение La/Yb равно 0,34–0,54. Подобные значения типичны для флюоритов из гранитных пегматитов (0,8) и кислых пород (0,3) [8]. Во второй тип попадают бесцветный и голубой флюориты, они характеризуются резким падением РЗЭ (от тяжелых к легким элементам). Причем у бесцветной разновидности наблюдается сильная отрицательная аномалия по европию, а у голубой никаких аномалий не отмечается. Отношение La/Yb равно 0,03–0,07. Концентрация лантаноидов в них варьирует от 14 до 21 г/т. Возможно, первый и второй типы флюорита являются просто разными генерациями, сформированными на одном и том же субстрате пород, из-за чего конфигурация трендов распределения РЗЭ очень сходна и отличается только концентрацией редких земель. Так, первый тип флюорита завершал формирование пегматитовых тел, а второй тип уже запечатывал кварц-плагиоклазовые жилы, которые образовались за счет альбитизации первых пород [8].

К третьему типу относится фиолетовый флюорит. Он отличается крайне низким содержанием РЗЭ (не более 5 г/т). При этом флюорит характеризуется плавным нарастанием от тяжелых к легким элементам и присутствием резкой положительной аномалии по европию. Отношение La/Yb равняется 10,2. Интересно, что подобное высокое отношение характерно для сиенитовых пегматитов и щелочных пород, возможно, это

связано с появлением щелочной обстановки во время кристаллизации фиолетового флюорита. Распределения РЗЭ аналогичного третьего типу флюорита в литературе не описано, хотя оно сильно напоминает тренды лантаноидов из баженовских апогарцбургитовых серпентинитов [8].

Обсуждение

На ранней стадии выявления и характеристики самоцветной и редкометалльной бериллиевой минерализации имеет большое значение использование минералогических признаков. На стадии общих поисков, по результатам ранних работ большой интерес приобретают минералы-индикаторы рудоносности. Данные вопросы детально рассмотрены в поисковой минералогии, их исследования направлены на разработку минералогических критериев поиска минеральных месторождений. Выделяют следующие минералогические поисковые признаки: устойчивые ассоциации минералов; «запрещённые» сочетания минералов; минералы-индикаторы руды или определенного процесса; морфологические особенности минералов [9]. Минералогические признаки в совокупности с геолого-геохимическими элементами таких моделей позволяют судить о формационной принадлежности оруденения, стадийности его образования, о наличии богатых или бедных руд.

Прямые минералы-индикаторы связаны с природой самих минеральных тел и околорудных ореолов, косвенные – со средой рудообразования. По теории, предложенной Н. П. Юшкиным, минералы-индикаторы по поисковым функциям подразделяются на три категории [10]:

- *полезные (рудные) минералы* относятся к прямым индикаторам рудоносности, имеют наибольшее поисковое значение и служат надежным ориентиром для проведения поисковых работ одним из методов для определения ореола развития полезного ископаемого (валунный, обломочный, шлиховой). Находка таких минералов обязательно должны документироваться. На территории Мурзинско-Адуйской бериллиеносной субпровинции таковыми являются берилл, хризоберилл, изумруд, александрит, фенакит;

- *минералы, родственные полезным минералам*, т. е. находящиеся с последними в тесном генетическом родстве. Например, флогопит, плагиоклаз, хлорит или вторичные минералы бериллия – бавенит, бертрандит;

- *минералы, ассоциирующиеся с полезными минералами (минералы-спутники)*, которые используются для поисковых целей и являются важнейшими поисковыми индикаторами. Минералы-спутники могут быть различны по своей природе и по своему поисковому значению. На территории субпровинции это флюорит, апатит, тальк, маргарит.

Обоснование каждого нового минералогического индикатора равносильно разработке нового поискового метода. Кроме высокой информативности к ним предъявляются требования максимальной универсальности, возможности получения экспрессными методами, обеспечивающими массовые измерения индикаторных параметров минералов [10].

Условия рудоотложения находят свое отражение в образовании определенных, естественных минеральных ассоциаций, характерных для данной обстановки минералов-индикаторов, которые дают полезную информацию о процессах формирования рудных тел. Ранее на месторождениях и проявлениях Уральской изумрудноносной полосы О. Е. Чижик и З. В. Лекух по значимости выделили следующие группы минералогических признаков [11].

Первая группа признаков включает состав породообразующих минералов в слюдитовых жилах. Это флогопит (более 90 %), а в качестве примесей присутствуют тальк, актинолит и хлорит (до 10–50 %).

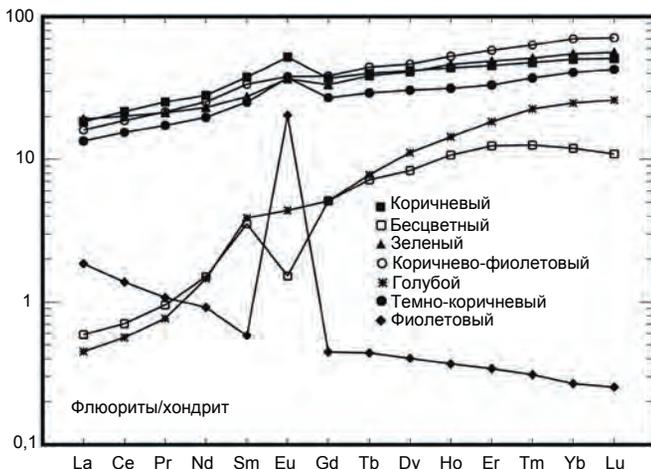


Рисунок 4. Распределение нормированных по хондриту редкометалльных элементов во флюоритах Мариинского месторождения.

Микроэлементный состав флюоритов из Мариинского месторождения, г/т.

| Элемент | Цветность минерала | | | | | | |
|---------|--------------------|------------|---------|---------|------------|----------------------|------------------|
| | Бесцветный | Коричневый | Зеленый | Голубой | Фиолетовый | Коричнево-фиолетовый | Темно-коричневый |
| Li | 0,08 | 0,14 | 0,49 | 0,02 | 0,04 | 0,06 | 0,12 |
| Be | 1,94 | 1,97 | 1,78 | 1,77 | 1,86 | 2,23 | 2,04 |
| P | 178,00 | 171,00 | 171,00 | 153,00 | 142,00 | 177,00 | 163,00 |
| Sc | 1,56 | 1,51 | 1,48 | 1,38 | 1,35 | 1,51 | 1,47 |
| Ti | 83,90 | 15,50 | 10,50 | 8,67 | 4,93 | 7,47 | 8,88 |
| V | 72,80 | 81,70 | 89,30 | 70,00 | 73,20 | 69,20 | 75,50 |
| Cr | 295,00 | 317,00 | 312,00 | 262,00 | 265,00 | 287,00 | 316,00 |
| Mn | 10,20 | 76,20 | 10,50 | 2,13 | 1,09 | 36,30 | 38,70 |
| Co | 4,86 | 4,86 | 5,41 | 4,09 | 3,92 | 4,54 | 4,51 |
| Ni | 80,90 | 82,00 | 96,10 | 71,70 | 68,00 | 79,10 | 78,60 |
| Cu | 0,93 | 0,53 | 0,64 | 0,26 | 0,29 | 0,53 | 0,73 |
| Zn | 2,16 | 1,22 | 1,28 | 0,98 | 1,07 | 1,24 | 1,15 |
| Ga | 0,30 | 0,13 | 0,20 | 0,09 | 0,08 | 0,12 | 0,13 |
| Ge | 2,07 | 2,38 | 2,43 | 2,18 | 2,22 | 1,68 | 1,95 |
| As | 11,90 | 13,20 | 13,00 | 10,30 | 10,50 | 11,60 | 12,40 |
| Rb | 0,41 | 0,17 | 3,86 | 0,08 | 0,14 | 0,10 | 0,14 |
| Sr | 157,00 | 689,00 | 338,00 | 59,30 | 58,40 | 575,00 | 592,00 |
| Y | 96,60 | 151,00 | 212,00 | 94,00 | 2,11 | 248,00 | 98,80 |
| Zr | 1,87 | 0,30 | 0,17 | 0,16 | 0,10 | 0,14 | 0,11 |
| Nb | 0,20 | 0,05 | 0,10 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| Mo | 0,98 | 0,30 | 0,55 | 0,13 | 0,45 | 0,51 | 0,22 |
| Sn | 0,39 | 0,33 | 0,43 | 0,36 | 0,32 | 0,35 | 0,36 |
| Sb | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Te | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,03 |
| I | 0,56 | 0,57 | 0,59 | 0,55 | 0,52 | 0,55 | 0,55 |
| Cs | 0,04 | 0,03 | 0,18 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,04 |
| Ba | 5,67 | 1,54 | 1,69 | 0,90 | 0,56 | 0,88 | 1,09 |
| La | 0,19 | 6,04 | 6,33 | 0,15 | 0,61 | 5,28 | 4,43 |
| Ce | 0,61 | 18,70 | 17,37 | 0,49 | 1,19 | 16,20 | 13,39 |
| Pr | 0,12 | 3,28 | 2,76 | 0,10 | 0,14 | 2,80 | 2,25 |
| Nd | 0,95 | 17,70 | 14,50 | 0,92 | 0,58 | 15,90 | 12,40 |
| Sm | 0,72 | 7,63 | 5,60 | 0,79 | 0,12 | 6,82 | 5,10 |
| Eu | 0,12 | 4,02 | 2,82 | 0,34 | 1,57 | 2,93 | 2,87 |
| Gd | 1,41 | 10,19 | 9,21 | 1,41 | 0,12 | 10,57 | 7,47 |
| Tb | 0,36 | 1,99 | 1,92 | 0,39 | 0,02 | 2,22 | 1,46 |
| Dy | 2,86 | 14,40 | 14,10 | 3,83 | 0,14 | 16,00 | 10,50 |
| Ho | 0,83 | 3,38 | 3,57 | 1,11 | 0,03 | 4,06 | 2,43 |
| Er | 2,80 | 10,30 | 11,00 | 4,13 | 0,08 | 13,10 | 7,48 |
| Tm | 0,44 | 1,68 | 1,80 | 0,79 | 0,01 | 2,24 | 1,31 |
| Yb | 2,63 | 11,1 | 12,1 | 5,46 | 0,06 | 15,4 | 8,97 |
| Lu | 0,37 | 1,73 | 1,90 | 0,88 | 0,01 | 2,42 | 1,45 |
| Hf | 0,08 | 0,17 | 0,17 | 0,06 | – | 0,18 | 0,11 |
| Ta | 0,02 | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,01 | 0,06 | 0,03 |
| W | 3,16 | 0,80 | 0,76 | 0,12 | 0,07 | 0,66 | 0,81 |
| Re | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | – | 0,04 | 0,02 |
| Hg | 0,16 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| Pb | 0,55 | 1,01 | 4,85 | 0,08 | 0,72 | 0,16 | 0,16 |
| Bi | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,03 |
| Th | 0,08 | 0,17 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,10 | 0,12 |
| U | 0,02 | 0,06 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,05 |

Положительным вторичным признаком на самоцветное и редкометалльное сырье в пределах Мурзинско-Адуйской бериллиеносной субпровинции является находка слюдитов преимущественно флогопитового состава.

Вторая группа признаков, которые могут рассматриваться как прямой поисковый признак, – это наличие в слюдитах одного из минералов бериллия (берилла, изумруда, хризоберилла, фенакита).

В работе [12] при описании локальных поисковых признаков и критериев для месторождений ювелирного берилла в качестве прямых минералого-петрографических признаков приводятся находки бериллов, окрашенных в изумрудно-зеленый цвет, независимо от размеров,

прозрачности и совершенства кристаллов (для изумрудов). К косвенным минералогическим признакам относятся находки минералов-спутников той или иной ювелирной разновидности берилла (включая изумруды), хорошо описанных в научной литературе. К минералого-петрографическому признаку на месторождения изумруда относится наличие слюдитовых зон и жил существенно (более 90 %) флогопитового состава с примесью талька, актинолита и хлорита, содержащих фенакит, хризоберилл, Ве-маргарит [12, 13].

Ранее рассматривались минералогические признаки изумрудности рудных тел на Мариинском месторождении, основанные на вари-

ациях свойств Са-содержащих минералов (апатит, плагиоклаз, флюорит) [14, 15].

Косвенно о наличии рудной (полезной) бериллиевой минерализации свидетельствуют повышенные значения ВеО во вмещающих породах, фиксируемые химико-аналитическими методами или гамма-нейтронным и фотонейтронным методами. Поэтому на ранних стадиях поисковых работ на редкометалльную и самоцветную минерализацию используют специальные геофизические приборы – бериллометры. Они обнаруживают бериллий с помощью облучения пород радиоактивными изотопами с последующей регистрацией вторичного излучения. На более поздних стадиях разведки (эксплуатационная, опережающая) и геологоразведочных работ, начиная с детальных поисков, показания бериллометров необходимо проверять или дополнять минералогическими исследованиями (визуальная диагностика, рентгеноструктурный анализ). По опыту работ автора на Маринском месторождении, некоторые аномалии ВеО были связаны в большой степени с развитием позднебериллиевой минерализации, тогда как основная рудная минерализация (берилл, изумруд) находилась в стороне [7]. Часто это наблюдалось в тектонически ослабленных зонах.

На месторождениях слюдитового типа, расположенных за пределами России, в качестве минералогических признаков на камнесамоцветную минерализацию используют следующие ассоциации минералов:

- изменение составов турмалина (дравита) как индикатора изумрудной минерализации на территории Юкон (Канада) [16];
- кварц-турмалиновая минерализация во флогопитовых сланцах как индикатор изумрудности на месторождении Kafubu (Замбия) [17, 18];

- находки Ni–Cr содержащего-мусковита и турмалина используют как поисковые признаки при геологоразведочных работах на изумрудную минерализацию на месторождении Swat (Пакистан) [19];

- на некоторых месторождениях Мадагаскара изумрудная минерализация встречается на контакте гранитных пегматитов с ультраосновными породами, где в качестве продуктивных признаков на изумрудную минерализацию описаны хлорит, флогопит, тремолит и плагиоклазы [20].

В качестве косвенного признака на поиски редкометалльного и самоцветного бериллиевого оруденения в слюдитах на территории Мурзинско-Адуйской бериллиеносной (самоцветной) субпровинции можно использовать отличительную особенность фиолетового флюорита – крайне низкое содержание РЗЭ (не более 5 г/т). При этом флюорит характеризуется плавным нарастанием от тяжелых к легким элементам и присутствием резкой положительной аномалии по европию (рис. 4). Этим он сильно выделяется среди всех цветовых разностей, встреченных на Маринском месторождении [8].

Выводы

Прямыми поисковыми минералогическими признаками на территории Мурзинско-Адуйской бериллиеносной (самоцветной) субпровинции являются находки первичных бериллиевых минералов (берилл, изумруд, хризоберилл, александрит, фенакит, эвклаз).

Важными прямыми минералогическими признаками на редкометалльное и самоцветное бериллиевое оруденение являются находки вторичных бериллиевых минералов (бавенит, берtrandит, Ве-маргарит, эвклаз).

Косвенными минералогическими признаками на территории провинции должны считаться находки слюдитовых жил и комплексов преимущественно флогопитового состава.

Флюориты розового и фиолетового цветов, встреченные в слюдитовых жилах в пределах Мурзинско-Адуйской самоцветной субпровинции, могут считаться прямым минералогическим признаком на самоцветную минерализацию (изумруд, хризоберилл, александрит).

Высокие положительные аномалии на ВеО, обнаруженные с помощью гамма-нейтронных и фотонейтронных методов на стадии рудной разведки, необходимо проверять минералогическими методами (визу-

альный контроль, рентгеноструктурный анализ) на предмет наличия вторичных минералов бериллия (бавенит, берtrandит) или минералов группы хрупких слюд (бититит–Ве-маргарит).

ЛИТЕРАТУРА

1. Золотов К. К., Левин В. Я., Мормиль С. И. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена и вольфрама Урала. Екатеринбург: Минприроды ресурсов РФ, ГУПР по Свердловской области, ИГГ УрО РАН, ОАО УГЭС. 2004. 436 с.
2. Ферштатер Г. Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
3. Куприянова И. И. О генезисе Малышевского бериллий-изумрудного месторождения (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. № 4. С. 314–330.
4. Золотухин Ф. Ф. Маринское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. Асбест; Екатеринбург; Санкт-Петербург, 1996. 70 с.
5. Отчет Малышевской геолого-съемочной партии за 1983–1989 годы / И. Н. Мамаев [и др.]. Свердловск: ПО «Уралгеология», 1989. Кн. III. 404 с.
6. Попов М. П. Уральская хризоберилл-изумрудноносная провинция // Фундаментальные и прикладные науки сегодня: материалы II междунар. науч.-практ. конф. (декабрь 2013). М., 2013. С. 15–20.
7. Попов М. П. Позднебериллиевая минерализация как источник ограниченно-коллекционного сырья (Маринское месторождение, Уральские Изумрудные копи): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург. 1999. 35 с.
8. Попов М. П., Ерохин Ю. В. Типоморфные особенности флюорита Маринского месторождения бериллия (Уральские Изумрудные копи). Литосфера. 2010. № 4. С. 157–162.
9. Булах А. Г. Общая минералогия. 3-е изд. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. 356 с.
10. Юшкин Н. П. Основные принципы поисково-оценочной минералогии // Докл. сов. геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгресса (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 158–163.
11. Чижик О. Е., Лекух З. В. О генезисе изумрудов в месторождениях слюдитового типа // Драгоценные и цветные камни. М.: Наука, 1980. С. 158–174.
12. Кисин А. Ю., М. П. Попов М. П., Комащенко С. В. Специфика месторождений ювелирного берилла как основа прогнозно-поискового поиска // Литосфера. 2011. № 5. С. 96–104.
13. Laskovenkov A. F., Zherakov V. I. An update on the Ural Emerald Mines // Gems & Gemology. 1995. Vol. 31, № 2. P. 106–113.
14. Куприянова И. И., Кукушкина О. А., Грязнов Ю. А., Новикова М. И., Кувшинова К. А., Ляпунов С. М. Сопряженность свойств парагенных кальций-содержащих минералов бериллиевых месторождений и их типоморфное значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 71–81.
15. Куприянова И. И., Морозкин В. В. О возможности использования люминесцентных свойств плагиоклаза и апатита как признаков изумрудности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 84–90.
16. Galbraith C. G., Clarke D. B., Trumbull R. B., Wiedenbeck M. Assessment of tourmaline compositions as an indicator of emerald mineralization at the Tsa da Glisza Prospect, Yukon Territory, Canada // Economic Geology. 2009. Vol. 104, № 5. P. 713–731.
17. Zwaan J. C., Seifert A., Vrána S., Laurs B. M., Anckar B., Simmons W. B., Falster A. U., Lustenhouwer W. J., Muhmeister S., Koivula J. I., Garcia-Guillermín H. Emeralds from the Kafubu area, Zambia // Gems and Gemology. 2005. № 41. pp. 116–148.
18. Seifert A. V., Žáček V., Vrána S., Pecina V., Zachariáš J., Zwaan J. C. Emerald mineralization in the Kafubu area, Zambia // Bulletin of Geosciences. 2004. № 79. pp. 1–40.
19. Arif M., Fallick A. E., Moon A. E. The genesis of emeralds and their host rocks from Swat, northwestern Pakistan: a stable-isotope investigation // Mineralium Deposita. 1996. № 31. pp. 255–268.
20. Cheillett A., Sabot B., Marchand P., De Donato P., Taylor B., Archibald D., Barres O., Andrianjaffy J. Emerald deposits in Madagascar: two different types for one mineralizing event. European Union of Geosciences // Journal of Conference Abstracts. 2001. № 6. 547 с.

Михаил Петрович Попов,
 popovm1@yandex.ru
 Уральский государственный горный университет
 Россия, Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30