

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
Fgg.gl@m.ursmu.ru

Редкоземельные пегматиты Слюдяногорской шовной зоны, Южный Урал

Как известно, редкоземельные, редкометальные, слюдоносные, керамические и хрусталеносные пегматиты классифицируются по глубинности: больших глубин (редкоземельные), глубинные (слюдоносные), умеренных глубин (редкометальные) и малых глубин (керамические и хрусталеносные). Чаще всего эти пегматиты разобщены в пространстве и во времени и поэтому их описание не вызывает затруднений. Однако в Уфалейском метаморфическом комплексе все эти генотипы пегматитов оказались совмещены в долгоживущей Слюдяногорской шовной зоне докембрий-

ского заложения, активно функционирующей во время палеозойских коллизионных преобразований.

Формирование Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса началось с заложения в среднем рифее (1350 млн лет) субмеридиональной рифтовой структуры и сопровождалось метаморфизмом, соответствующим гранулитам алданской фации глубинности (парагенезисы включают гиперстен, диопсид, пироповый гранат), и далее – ультраметаморфизмом [Кейльман, 1974] с образованием слюдяногорских щелочных биотитовых гнейсо-гранитов, анортоклазовых гранитов, мигматитов, анортоклазовых пегматитов и полевошпатовых метасоматитов с иттроэпидотом.

Наиболее яркая особенность таких пегматитов – приуроченность к глубинным зонам разломов древних щитов и платформ и отсутствие видимой связи с конкретными магматическими телами [Ларин, 1989]. В глубинных зонах рифтовых структур градиент температуры и условий дегазации растворов были незначительными. В результате существенное нарушение физико-химического равновесия достигалось лишь на значительном удалении от мест отделения растворов, что и определило пространственный отрыв полевошпатовых (анортоклазовых) метасоматитов от материнских гранитов. В целом, полевошпатовый метасоматоз в разломах докембрия характеризуется значительными масштабами. На протяжении шовной зоны, как правило, отмечается несколько участков развития полевошпатовых метасоматитов с ураново-редкоземельной минерализацией, разделенных интервалами без метасоматических явлений. По [Геология..., 1962; Кушев, 1970], урановое оруденение генетически связано с высокотемпературными гидротермальными калиевыми биотит-микроклиновыми метасоматитами, что характерно для «ураноносных, редкоземельных пегматитов» докембрийских областей. Редкоземельные микроклиниты (анортоклазиты) разломов фундамента докембрийских платформ являются наиболее древними, глубинными и высокотемпературными образованиями в ряду других формаций редкоземельных метасоматитов (пегматитов).

Изучение литературных данных показало, что типичные щелочные комплексы и сопровождающие их карбонатные метасоматиты с редкометальной и редкоземельной минерализацией начинают проявляться с раннего протерозоя, однако их массовое распространение связано с рифейской эпохой и сопряжено с интенсивно проявленными процессами рифтогенеза [Ларин, 1989].

Рифейские гранитоиды и пегматоидные тела в Уфалейском комплексе смяты в пологие складки при последующих коллизиях и будинированы. В будинах, сложенных крупнокристаллическим анортоклазом, отчетливо наблюдается «лунная» ирризация. Тектонические и постмагматические воздействия на щелочные метасоматиты завершились образованием крупнокристаллического иттроэпидота. Состав иттроэпидота был изучен ранее [Минеев, 1959]: $(\text{Ca}_{1.89}\text{Y}_{0.09}\text{Sr}_{0.01}\text{Er}_{0.01})_{2.00}(\text{Al}_{2.19}\text{Fe}_{0.78}\text{Mn}_{0.02}\text{U}_{0.01})_{3.0}\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})^1$.

По мере снижения температуры преобразование анортоклазитов сопровождается карбонатизацией и окварцеванием с формированием протяженных тел существенно кальцитового состава и тел метасоматических кварцитов (серебровского типа) с повышенным содержанием РЗЭ иттриевой группы.

Геохимические поиски, проведенные группой Д. П. Грознецкого и Е. П. Мельникова в восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, показали, что

¹ – по рекомендации ММА такие эпидоты следует называть иттрийсодержащими (*примечание ред.*).

щелочные гранитоиды, пегматиты и полевошпатовые метасоматиты имеют бериллиевую, урановую и редкоземельную специализацию. Выявлены комплексные геохимические аномалии, которые включают (г/т) Y 50–300, Zr 300–1000, Be 4–40, Ba 1000–3000, Nb 100–300 и Mo 5–15 при фоновом уровне Y 10, Zr 100, Be 2, Ba 500, Nb 40 и Mo 3.

На завершающей стадии метасоматоза образуются крупнокристаллические кальцитовые метасоматиты без собственных РЗЭ-минералов, но концентрирующих РЗЭ в кальците (1500–2900 г/т, в т.ч. 200–500 г/т Y), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма РЗЭ составляет 300–400 г/т, в том числе, 80–90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах – 10 г/т, в том числе, 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенные содержания (г/т) Sr (6700), Nb (до 410) и Mn (6900). Повышенные количества SrO, MnO в высокотемпературных кальцитах являются характерным признаком высокотемпературных метасоматитов и по этим параметрам удовлетворяют геохимическим критериям карбонатитов, связанных с ультрабазит-щелочными комплексами. Однако высокое содержание РЗЭ иттриевой группы и иттрия свидетельствует, что они образовались под воздействием щелочных и субщелочных гранитных интрузивов [Балашов, 1976].

Изотопный состав (Sr, Nd, С, O) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует об их связи с глубинным источником, по своим изотопным параметрам (близкого EM1) характерным для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2005].

Обновление рифейских разрывных нарушений произошло в ордовике (480 млн лет) в связи с океаническим рифтогенезом. Большинство сложных интрузий сформировалось в результате последовательного внедрения дифференцировавшейся на глубине магмы, первоначально ультраосновной, затем щелочной. На заключительной стадии магматического цикла расплав обогащался кремнекислотой и калием, что привело к появлению в большинстве массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, а в ряде мест – щелочных лейкократовых гранитоидов. Абсолютный возраст лейкогранитов, нефелиновых и известково-щелочных сиенитов составляет 450–396 млн лет [Шардакова, Шагалов, 2004].

Постмагматическая стадия, связанная со становлением сиенитоидов и щелочных гранитов палеозоя, во вмещающих амфиболитах, биотитовых гнейсах, щелочных гранитах и редкоземельных пегматитах проявляется в виде метасоматической альбитизации и флогопитизации. Данные метасоматиты секут анортоклазовые пегматиты и кристаллы иттроэпидота среднерифейского возраста (рис.).

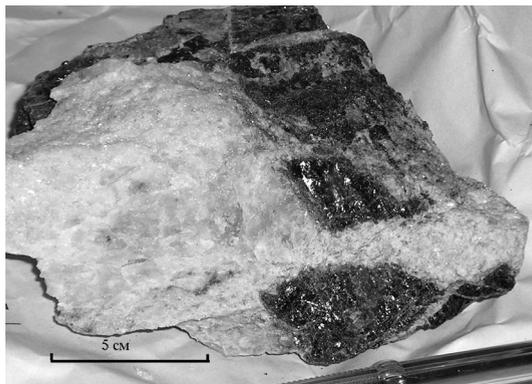


Рис. Крупный кристалл иттроэпидота сечется агрегатом мелкозернистого альбитита, развивающегося по анортоклазиту.

Жила № 3. Слюдяногорское месторождение мусковита.

С образованием сахаровидных альбититов связано появление ураноносных, иттриевых, тантал-ниобиевых минералов редкометальных пегматитов – фергюссонита и иттроколумбита. Фергюссонит образует выделения изометричной формы диаметром 2–5 см с включениями иттроколумбита, ферсмита, иттротанталита. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу [Минеев, 1959]. Нами установлена примесь U (1.64 мас. %), Th (0.012 мас. %) и Zr (0.31 мас. %), которые, возможно, отражают включения циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Агрегаты иттроколумбита имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексии. Иттроколумбит метамиктный, после прокаливания при 800 °С появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой FeNbO_4^2 .

В телах рифейских карбонатных метасоматитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита желтого цвета с образованием прозрачных полигонально-зернистых агрегатов. Этот процесс сопровождается кристаллизацией флогопита с индукционными границами роста с кальцитом. Среди зерен кальцита и флогопита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина. Появление редкометальной и редкоземельной минерализации связано с освобождением Sr, Ba, Mn, P, Ce, Y, Nb, Ta и некоторых других элементов из силикатов и рудных минералов, накоплением их в карбонатных метасоматитах палеозойского метасоматического этапа формирования этих тел. Поздние карбонатные метасоматиты содержат в большом количестве апатит, титаномагнетит, рутил, титанит, ксенотим, пирохлор, колумбит, новообразованный иттроэпидот, содержащие в повышенных количествах (г/т) Y 400.7–4729.6, Nb 1387.6–2920.2, Ta 10.2–86.3, P 21.5–2362.4, Mn 1529.6–6393.7, U 4.1–50.4, Zr 7.2–20.1, Sr 178.8–1396.9, Ba 33.3–803.6³.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24-27 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России». Частичное финансирование осуществлялось по госбюджетной теме 5.4667.2011(Г-3 УГТУ).

Литература

- Балашиов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Вып. 15. 106 с.
Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1970. 189 с.
Ларин А. М. Редкометальные месторождения докембрия // Геология рудных месторождений. 1989. № 4. С. 12–21.
Минеев Д. А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Доклады АН СССР. 1959. Т. 127. № 4. С. 865–868.

² – иттроколумбит – спорный минерал, достоверно не определен (*примечание ред.*).

³ – более обширные данные о редкоземельных пегматитах Слюдяногорской шовной зоны приведены в книге В. Н. Огородникова, В. Н. Сазонова и Ю. А. Поленова «Минералогия шовных зон Урала», Екатеринбург, 2007 (*примечание ред.*).

Недосекова И. Л., Прибавкин С. В., Пушкарев Е. В. Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю.Урал) // Ежегодник–2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198–206.

Шардакова Г. Ю., Шагалов Е. С. Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник–2003. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 223–226.