

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

Пегматиты, карбонатиты и кварцевые жилы докембрия Уфалейского метаморфического комплекса, Южный Урал

Уфалейский метаморфический комплекс на восточной окраине Восточно-Европейской платформы претерпел карельскую эпоху складчатости, сопровождающуюся ареальным региональным метаморфизмом гранулитовой и амфиболитовой фаций, реликты которого сохраняются в амфиболитах и плагиогнейсах уфалейской свиты [Огородников и др., 2007].

Амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитовым базальтам и включают тела метаультрамафитов (клинопироксенитов) и метабазитов (габбро-амфиболитов). Иногда по ним развиваются эколгиты и эколгитоподобные породы. Этап метаморфизма сопровождается процессами ультраметаморфизма с появлением палингенно-метасоматических протяженных тел гиганто-мигматитов, сложенных высокотемпературными К-Na-полевыми шпатами (анортоклазом). Аналогичные образования картируются в Карелии и на Кольском полуострове. В плагиогнейсах наблюдается образование кварцевых прожилков метаморфической дифференциации, сложенных мелкозернистым гранобластовым кварцем.

Определяющую роль в формировании современной структуры литосферы северной и восточной окраин Восточно-Европейской платформы сыграло заложение в рифее крупных систем палеорифтов. Мантийный магматизм активизировался в начале рифея и продолжился в венде, когда при минимальных степенях частичного плавления и максимальной глубине мантийных источников формировались щелочные карбонатно-силикатные магмы, взаимодействие которых с деплетированным

веществом литосферной мантии привело к формированию обогащенных мантийных резервуаров.

Среднерифейское (юрматинское) время знаменуется заложением новой рифтогенной структуры к востоку от раннерифейских отложений, что, по-видимому, связано со смещением к востоку мантийного диапира [Пучков, 2000; Огородников и др., 2007].

С процессами подъема геоизотерм и внедрения базальтовой магмы в нижние горизонты рифтовой призмы вулканогенно-осадочных пород и ее последующей дифференциацией в зоне Зюраткульского разлома связывается образование расслоенных титаноносных габброидов массивов Кусинско-Копанской группы. Со стратифицированными габбровыми, габбро-диабазовыми и ультрабазит-габбровыми массивами связано титано-магнетитовое, хромитовое, хромит-платиноидное и редкометальное оруденение.

В нижнепротерозойских амфиболитово-гнейсовых блоках (Тараташский, Александровский, Уфалейский) вновь проявился региональный метаморфизм амфиболитовой фации в условиях высокого давления с образованием толщ кианит-содержащих гнейсов, который сопровождался изоклиальной складчатостью, смятием и будинажем ранее образованных гиганто-мигматитов и анортоклазовых гранитоидов. В крупных кристаллах анортоклаза проявляется «лунная» иризация. В крупных будинах анортоклаза развиты гигантские кристаллы (20–70 см) иттрийсодержащего эпидота, что позволяет говорить о редкоземельных пегматитах. Возраст анортоклаза и биотита 1100–1215 млн лет [Овчинников, 1963], циркона из гнейсов – 990–1180 млн лет [Краснобаев, 1986], иттроэпидота – 1100–1200 млн лет [Минеев, 1959]. Специфической особенностью данных редкоземельных пегматитов является химический состав иттрийсодержащего эпидота [Лутц, Минеев, 1967; Огородников и др., 2007; Попов, Колисниченко, 2012] с присутствием U_3O_8 0.10–0.42 мас. % при невысоком содержании урана и тория во вмещающих плагиогнейсах (Th 0.00064 мас. %, U 0.00016 мас. %) и анортоклазовых пегматоидных телах (Th 0.00008–0.000082 мас. %; U 0.00002–0.00006 мас. %). Анортоклазиты содержат повышенное количество (в 10^{-4} мас. %): Be 20.2–21.8; Sr 597.1–675.6; P 56.4–160.4; B 19.4–12.8.

Кварцевые прожилки метаморфической дифференциации в это время подвергаются деформации при тектонических воздействиях на метаморфические породы и сминаются в изоклиальные складки, испытывают перекристаллизацию с укрупнением зерен кварца. Высокобарический характер дислокационного метаморфизма доказывает появление крупных кристаллов кианита в жилах перекристаллизации. Считаем целесообразным выделить самостоятельный слюдяногорский тип, а в качестве генотипа представить жилы 170 и 56.

В кадомское время (620–540 млн лет назад) продолжающееся расширение (следствие растяжения), связанное с глубинными подкоровыми процессами, вызвало утонение и последующий разрыв континентальной коры, что привело к формированию рифтовой структуры щелевого типа. В осевом трого наблюдается развитие коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями – максютовская, куштумгинская, куртинская, сайтовская, светлинская и другие свиты [Огородников и др., 2007]. Активизация шовных зон сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом. Привлекает внимание отсутствие во всех регионах каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы связывать появление щелочных полевошпатовых метасоматитов, альбититов и карбонатитов.

По данным U-Pb метода [Краснобаев, Давыдов, 2000] возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой, 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Бульдымского массива составляет 602 ± 24 млн лет [Недосекова, Белоусова, 2009], возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса – 525 ± 11 млн лет [Огородников и др., 2007]. Изотопный состав (Sr, Nd, С, О) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов [Недосекова и др., 2005].

Альбититы секут анортоклазовые пегматиты, кварцевые жилы перекристаллизации (сланцевогорский тип) и кристаллы иттрийсодержащего эпидота средне-рифейского возраста. С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых минералов – фергюссонита, пирохлора и Y-колумбита. Фергюссонит образует сплошные выделения изометричной формы размером 2–5 см с включениями Y-колумбита, ферсмита, Y-танталита [Огородников и др., 2007]. На фронте альбититизации появляются карбонатиты, первоначально высокотемпературные кальцитовые, которые сменяются кальцит-флогопит-магнетитовыми с образованием флогопитовых и магнетитовых залежей. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу [Минеев, 1959]. Нами установлены примеси U (1.64 мас. %), Th (0.012 мас. %) и Zr (0.31 мас. %), возможно относящиеся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, которые установлены рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита.

Вслед за карбонатизацией развивается интенсивное окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты, образуя протяженные тела, сложенные кварцем уфалейского типа (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

Дальнейшее развитие щелочного процесса сопровождалось перекристаллизацией ранних карбонатных метасоматитов с образованием кальцит-доломитовых и анкеритовых разностей, сопровождаемых кристаллизацией крупных кристаллов ильменорутила, рутила, титанита, магнетита, апатита и редкоземельных минералов – пирохлора, Y-колумбита, радиально-лучистого циркона, ксенотима и новообразованного иттроэпидота, имеющего зональное строение. Данный процесс протекает во фторотипной среде, о чем свидетельствует образование своеобразных метасоматитов – нельсонитов с широким развитием апатита во вмещающих щелочных метасоматитах. Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя тонкозернистый, «льдиный» метасоматический кварц егустинского типа (жилы 191, 192, 413, 414 и др.). На Кузнечихинском месторождении объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем, составляет до 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении.

Появление и развитие мусковитовых и хрусталеносных пегматитов, кварцевых жил выполнения, по которым развивается «гранулированный» кварц кыштымского типа, стекловидного пугачевского и щербаковского типов, относится уже к палеозойскому этапу (ранней и поздней коллизии) развития Уральского орогена и связано с активной геологической жизнью Главного Уральского разлома, что детально рассмотрено в работе Ю. А. Поленова с соавторами в данном сборнике.

Литература

- Краснобаев А. А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 156 с.
- Краснобаев А. А., Давыдов В. А.* Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // Доклады Академии наук. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59–104.
- Минеев Д. А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // Доклады Академии наук СССР. 1959. Т. 127. № 4. С. 865–868.
- Недосекова И. Л., Белоусова Е. А.* Геохронология и изотопная геохимия Ильмено-Вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных (Урал) // Петрогенезис и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 274–277.
- 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.
- Овчинников Л. Н.* Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала // В кн.: Гранитные формации. Щелочные комплексы. Метаморфизм. Методы исследования и эксперимент. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 57–83.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН – УГГУ, 2007. 187 с.
- Попов В. А., Колисниченко С. В.* О нашумевшем уральском «иттроэпидоте» из Слюдорудника // Тринадцатые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В. О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 18–23.
- Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.