

ПОВЕДЕНИЕ ГАЛОГЕНОВ И СЕРЫ В ГИДРОКСИЛСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛАХ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТАВА ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА

© 2017 г. Г. Ю. Шардакова, Д. А. Замятин

Анализ режима флюидов, сопровождающих магматизм, является ключевым моментом в понимании петрологических особенностей и металлогенической специализации магматических комплексов. Индикаторами этих параметров могут служить гидроксилсодержащие минералы, включающие в состав галогены, серу и другие летучие компоненты, позволяющие судить о составе флюидной фазы.

Очень информативным для петрогеохимических построений, как известно, является апатит. Поскольку в магматических породах он кристаллизуется на протяжении всех стадий эволюции расплава, то бывает включен в разные порообразующие минералы, а также находится в интерстициальном пространстве. По содержанию F и Cl в апатите-узнике можно установить последовательность кристаллизации минералов, качественно определить специфику условий генерации исходной магмы. По уровню содержания летучих элементов-минерализаторов (F, Cl, SO₃) в апатите можно составить представление о флюидном режиме – важном параметре для формирования рудной продуктивности расплава. Фемические минералы (для гранитоидов это биотит и амфибол) также способны вмещать F и Cl. На их долю (вместе с апатитом) приходится основной объем этих компонентов. В небольших количествах указанные элементы могут содержаться также в акцессорных минералах – сфене и эпидоте. Уровень содержания летучих элементов-минерализаторов в самих породах определяется в большей степени количеством гидроксилсодержащих минералов и связан с типом субстрата для выплавления гранитоидных магм, напрямую зависящим от геодинамической обстановки, а также с условиями и степенью эволюции расплава. Для Урала, например, В.В. Холоднов и И.Н. Бушляков [2002] определили, что граниты с повышенной концентрацией F формировались в заключительные этапы коллизии (верхний палеозой–начало мезозоя), либо были связаны с импульсами тектонотермальной активизации и эпиконтинентального рифтинга (рифей). Именно в эти эпохи в субстрате для выплавления пород преобладал коровый материал.

Известно, что состав флюидной фазы, сопровождающей магматические и постмагматические

процессы, меняется со временем. Изменения обусловлены последовательной дегазацией расплава в процессе его охлаждения. Например, в газовых шлейфах островодужных базальтов разных этапов эволюции зафиксировано постепенное уменьшение количества хлора, водорода, оксида углерода при увеличении содержания SO₂ и H₂S на промежуточных этапах и CO₂ – на финальных [Меняйлов и др., 1980; и др.]. С распределением летучих соединений (и изменением миграционной способности металлов) в ореолах гранитных интрузий связана и зональность в размещении оруденения [Маракушев, Безмен, 1992].

Уральские петрологи систематически изучали поведение галогенов и серы в габброидах, гранитоидах и связанных с ними разнотипных метасоматических ореолах и рудных месторождениях (проявлениях). Показано, что породы, продуктивные или потенциально способные накапливать определенные рудные компоненты (Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Au, W, Nb, **Be, Ta и др.**), **содержат апатиты, биотиты, роговые обманки**, различающиеся по соотношениям летучих элементов. Диаграммы и таблицы, основанные на больших статистических выборках [Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов, Бушляков, 2002], позволяют делать выводы о рудной специфике того или иного массива. Исследования были продолжены и в последующие годы [Холоднов, Шагалов, 2009; Холоднов и др., 2010; Коновалова, Каллистов, 2016]. Приведенные в указанных работах данные касаются массивов, расположенных в разных структурных зонах Урала и его ближайшего обрамления, но охватывают далеко не все их части. Например, для западного склона Урала имеются оценки флюидного режима только для среднерифейских гранитоидов Бердяшского плутона, Рябиновского и Губенского массивов (Башкирский мегантиклинорий (БМА)). Сведения о составе минералов из этих массивов использованы здесь для сравнения.

Мы проанализировали гидроксилсодержащие минералы из нескольких разновозрастных гранитоидных массивов, расположенных в зоне аккреции западной зоны ГУР (Средний Урал), имеющих разную природу, геодинамическую принадлежность и в ряде случаев не вполне ясную рудную специфику.

Таблица 1. Средние содержания галогенов и серы в минералах из ряда комплексов западного склона Среднего Урала, мас. %

Порода	Комплекс	Апатит			Биотит		Амфибол		K _{D1} **	K _{D2}	Рудоносность
		F	Cl	SO ₃	F	Cl	F	Cl			
Гранитогнейс	Слюдяногорская (свита)	2.56 (12)*	0.27	0.38	0.25	0.18			1.48		Fe-Ti
Амфиболит	То же	2.90 (26)	0.02	0.09	0.24 (5)	0.21	0.31 (8)	0.01		2.46	
Гранит	Уфалейкинский (Н-Уфалейский)	3.49 (4)	0.01	0.23	1.24 (2)	0.03			0.40		Au-Q
Граносиенит (субщелочной)	Козлиногорский	3.01 (13)	0.01	0.31			0.23 (3)	0.01		2.10	TR
Сиенит (субщелочной)	То же	3.32 (11)	0.01	0.72			0.47 (2)	0.03		0.36	
Габбро	Суховязовский	2.44 (11)	0.17	0.22			0.17 (5)	0.03		5.43	Au-Q
Адамеллит	То же	2.40 (9)	0.05	0.43	0.28 (2)	0.02	0.16 (7)	0.02	2.44	2.85	
Гранит	Киалимский	3.72 (10)	0.01	0.25	0.61 (3)	0.02			0.41		
Гранит-порфир	То же	3.65 (14)	0.01	0.33	1.23 (5)	0.03			2.96		
Амфиболит	Юрминский	1.79 (4)	0.45	0.02			0.16 (2)	0.20		2.23	
Гранитогнейс	То же	1.91 (3)	0.20	0.01			0.10 (3)	0.01		30.50	

* В скобках приведено количество анализов для подсчета среднего значения.

** Коэффициенты разделения F между апатитом и сосуществующими биотитом (K_{D1}) и роговой обманкой (K_{D2}).

Исследования выполнены в лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН (ЦКП “Геоаналитик”) на микроанализаторе SX-100 Cameca.

Объектами являлись породы Уфалейского блока (УБ): 1) гранитогнейсы (и ассоциированные с ними ортоамфиболиты) слюдяногорской свиты (1100–900 млн лет); сиенитоиды: 2) козлиногорского комплекса (470–450 млн лет); 3) уфалейкинского комплекса (Нижнеуфалейский массив – 317 млн лет); 4) Суховязовского массива (граница УБ и ГУР,

316 млн лет [Hetzl, Romer, 2002]); гранитоиды, расположенные в контурах златоустовского комплекса в северной части БМА: 5) гранитогнейсы (и ассоциированные с ними ортоамфиболиты) юрминского комплекса (540 млн лет); 6) Киалимского массива (313 млн лет). Подробно петрогеохимия, возраст, геодинамическая принадлежность данных объектов описаны в других работах [Холоднов и др., 2006; Шардакова и др., 2015; Шардакова, 2016]. Всего произведено около 160 замеров, полные данные по концентрациям галогенов и серы представлены на рисунках, которые отражают общую картину. В табл. 1 для краткости вынесены средние содержания компонентов в минералах и некоторые другие признаки. Проанализированные апатиты содержат, мас. %: P₂O₅ – 39–42, CaO – 55–57, MnO, FeO, Na₂O – 0.02–0.25.

Для начала позволим себе проиллюстрировать изменение поведения F в минералах разных этапов кристаллизации на примере граносиенита козлиногорского комплекса. Примерно 30 лет назад этому направлению в нашем институте были посвящены массовые микрозондовые исследования с разработкой специальной методики. Результаты подробно изложены в работе Г.Б. Ферштатера [1987], где показано, что по мере эволюции магматического расплава в апатитах, включенных в разные породообразующие и акцессорные минералы, нарастает концентрация F. Рис. 1 представлен здесь по двум причинам. Во-первых, он необходим для напоминания о данном способе молодым исследователям: получена хрестоматийная картинка – содержание F

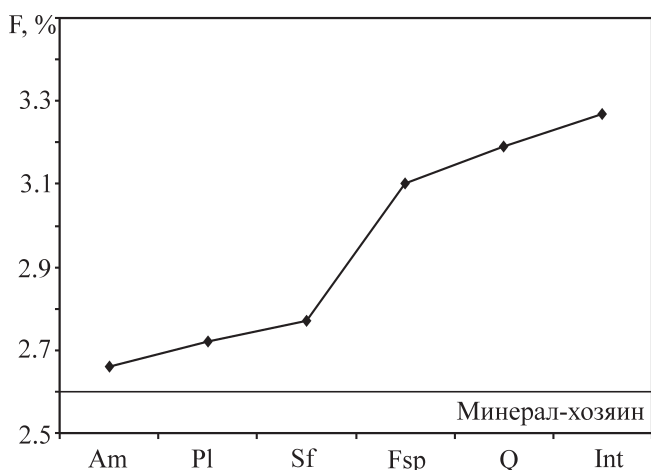


Рис. 1. Поведение F в апатитах, включенных в разные минералы субщелочного сиенита козлиногорского комплекса, мас. %.

Int – апатит, находящийся в межзерновом пространстве (самый поздний).

возрастает, указывая на следующую последовательность: **Am–Pl–(Tit)–Fsp–Q–Int (апатит из межзернового пространства)**. Причем последние три члена ряда имеют малые вариации в уровне содержания, т. е. кристаллизация была довольно быстрой и близодновременной. При этом титанит в некоторых случаях может иметь раннемагматическое происхождение [Gromet, Silver, 1983]. **Во-вторых, имеющиеся вариации F в составе апатита из козлиногорского сиенита указывают на то, что данная порода формировалась именно из расплава и сохранила черты его первичной флюидной специфики (и химического состава), а не была метаморфизована и перекристаллизована, как считали некоторые исследователи предыдущих лет [Кейльман, 1979; и др.], опираясь на текстурно-структурные особенности.** Во втором случае все апатиты содержали бы примерно равные концентрации, уравновешенные в результате метаморфизма [Ферштатер, 1987].

Из всех проанализированных проб породы козлиногорского комплекса – наиболее показательный пример, но и более “объяснимый”. На площади распространения комплекса выделен геохимический ореол Nb, Sn, Pb, Cu, Bi, Mo. Zr-Nb минерализация здесь была открыта Аргаяшским отрядом ЧГРЭ (1969 г.) и в ходе работ подробно изучена А.И. Белковским. Повышение концентрации Nb, Ta, Zr, Th и скопления фиксируются в приконтактных фенитах. Не подлежит сомнению, что на ряде участков порода испытала метасоматоз. В нашем случае породы (сиенит и граносиенит) были отобраны из небольших тел, секущих гранитогнейсы слюдяногорской свиты вне зафиксированного метасоматического ореола. Тем не менее в этих породах, апатите и амфиболе из них наблюдается увеличенная концентрация F. На диаграмме соотношений F–Cl в апатитах (рис. 2а, поля рудоносных комплексов – из работы В.В. Холоднова и Н.И. Бушлякова [2002] – адаптированы на наши уровни содержания) фигуративные точки сиенитов и граносиенитов лежат в нижнем поле фторофильных разностей, продуктивных на редкометалльное оруденение. Это может указывать на то, что флюиды, вызвавшие последующие метасоматические преобразования в породах данного типа, во-первых, имели существенно коровую природу, во-вторых, обогащались редкими металлами (см. ранее) в большой мере за счет самих магматических пород.

Еще одна особенность субщелочных пород козлиногорского комплекса – высокая концентрация Sr в апатитах (рис. 2б) и, соответственно, в самих породах, их содержащих, что характерно для апатитов из пород повышенной щелочности, в генерации которых могло принимать участие и вещество плюмов [Холоднов и др., 2010]. При этом повышенная концентрация SO₃ в апатитах (относительно апатитов из других массивов) (рис. 2в) наблюдается в сиенитах – более ранней фазе; при-

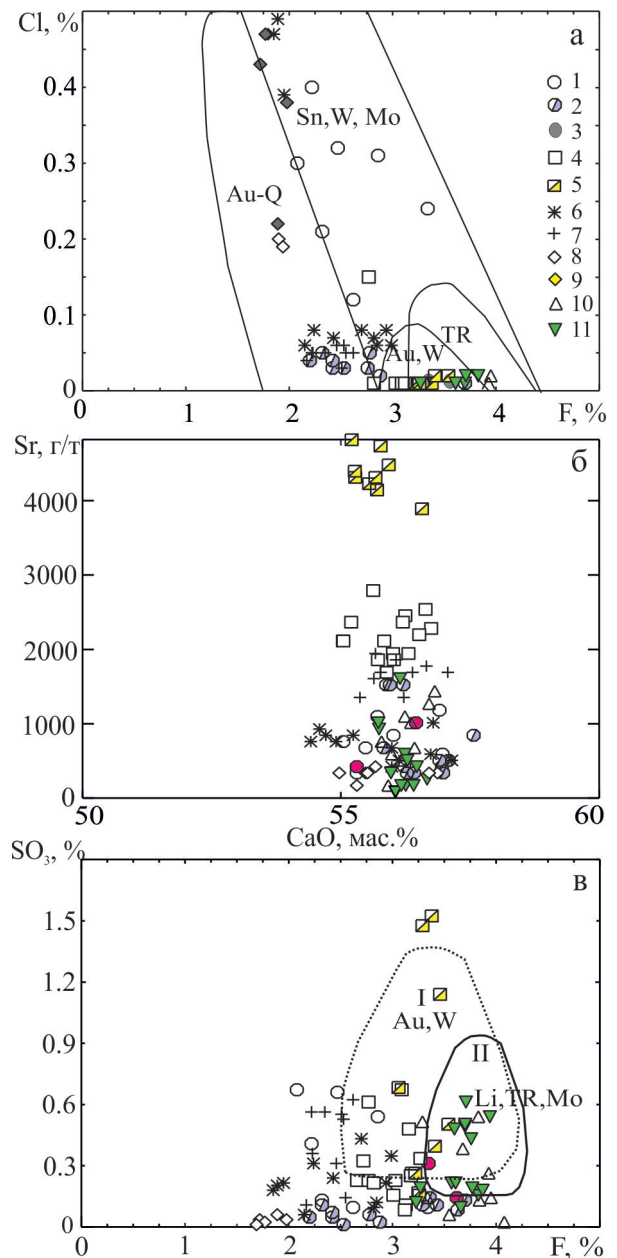


Рис. 2. Соотношения F–Cl (а), CaO–Sr (б) и F–SO₃ (в) в апатитах из гранитоидов (и ассоциированных с ними пород) БМА и УБ. Концентрации всех компонентов приведены в мас. %.

1–5 – апатиты из пород УБ: 1 – гранитогнейсов, 2 – амфиболитов, 3 – гранитов (Н-Уфалейский массив), 4 – граносиениты козлиногорского комплекса, 5 – сиениты отсюда же; 6, 7 – породы Суховязовского массива (граница УБ и ГУР): 6 – габбро и габбро-диориты, 7 – адамеллиты; 8–11 – апатиты из пород БМА, юрминский комплекс: 8 – гранитогнейсы, 9 – амфиболиты; Киалимский массив: 10 – граниты, 11 – гранит-порфиры. На рис. а поля апатитов из рудоносных комплексов по: [Холоднов, Бушляков, 2002]. На рис. в поле I отвечает составам апатитов из пород золотоносных массивов Среднего Урала (Шарташ, Верхисетский, Березовское рудное поле), поле II – из гранитов, продуктивных на Mo, Li, TR (Кременкульский массив и др.), по: [Холоднов и др., 2010; Коновалова и др., 2012; Коновалова, Каллистов, 2016].

чем это апатиты, включенные в минералы раннего этапа кристаллизации – в плагиоклаз и роговую обманку (0.95–1.52%). Она понижается в узниках в КПШ до 0.33–0.50% и интерстициальном апатите и апатитах краевых (кислых) зон плагиоклаза – до 0.13–0.24%. В следующей интрузивной фазе – козлингорских граносиенитах – содержания в целом ниже, но тенденция та же: в минералах раннего этапа (см. рис. 1) апатиты-узники несут 0.51–0.60% SO_3 , позднего – 0.20–0.27, до 0.10 %. В целом это указывает и на более окислительные условия при генерации пород ранней фазы (содержание выше) и на прогрессивное обеднение флюида серой.

Такие же тренды изменений содержания SO_3 прослеживаются почти во всех породах, исключая метаморфизованные амфиболиты юрминского комплекса, где вариации переуравновесились в ходе преобразований. В целом получается, что при кристаллизации минералов разных этапов поведение серы обратно поведению F (**увеличивающемуся**). Изменения содержания SO_3 в апатитах из пород разных фаз, конечно, строго индивидуальны и зависят от уровня генерации, длительности жизни интрузии, модификации состава флюида во времени и т. д. В противоположность козлингорскому комплексу в ранней фазе (габбро) Суховязовского массива серы меньше (0.02–0.29%), чем в секущих их адамеллитах (0.30–0.47%).

Заканчивая обсуждение поведения серы в апатитах, отметим, что не наблюдается значимой зависимости уровней концентрации SO_3 от “омоложения” возраста гранитоидов (как это прослежено, например, в фазах полихронных Верхисетского и Челябинского батолитов [Коновалова, Каллистов, 2016]), поскольку колебания содержания в пределах разных возрастных групп достаточно широкие – от 0.09 до 0.60%. Для статистики нужно гораздо большее количество измерений. Для сравнения на диаграмму F– SO_3 нанесены поля апатитов из образований, с которыми связано **Au-Q-(W) оруденение (Верхисетский и Шарташский массивы + Березовское рудное поле** (см. поле I на рис. 2в) **и редкометалльные руды (Кременкульский массив, поле II). Апатиты из гранитов молодых орогенных массивов Киалимского и Н. Уфалейского** здесь лежат в поле II. Связанная с ними TR-минерализация неизвестна.

Содержание Cl во всех апатитах варьирует в узких пределах (см. рис. 2а) – от 0.01 до 0.50%. Наиболее высокое наблюдается в апатитах, включенных в ранний амфибол из габбро Суховязовского массива. Там есть и вторичная роговая обманка. Все зерна апатита из нее, а также узников в других минералах на диаграмме лежат существенно ниже, хотя тоже в поле слегка увеличенных значений. Относительно высокое содержание F имеют апатиты из амфиболитов юрминского комплекса (БМА). Это закономерно, поскольку габбро – породы наиболее

основные; ясно, что им не место в полях “гранитоидных” диаграмм. Они приведены здесь, поскольку генетически связаны с последующими кислыми членами, чтобы проследить возможную эволюцию параметров.

Отметим, что амфиболиты слюдяногорской свиты УБ по содержанию Cl **лежат существенно ниже**, образуя убывающий с возрастанием F тренд. Ассоциированные с ними гранитогнейсы УБ дают широкое облако вариаций F и Cl **при самом высоком** из гранитоидов содержания последнего. Этот факт требует более тщательного изучения. Можно предположить, исходя из петрографии, структур пород и морфологии цирконов, что в субстрате для образования гранитогнейсов УБ (по крайней мере, части из них) могла принимать участие осадочная компонента, состав которой мог сильно повлиять на все характеристики кислых выплавов и минералов из них. Ранее мы отмечали, что не все гранитогнейсы УБ имеют котектические соотношения минералов. Высокие содержания Cl, **как правило**, характерны для осадочных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации [Бушляков, Холоднов, 1986].

Среди остальных гранитоидов более всего хлора (0.05–0.06%) содержат адамеллиты Суховязовского массива, расположенного на границе зоны ГУР (запечатывая ее) и УБ в СВ части последнего. Они имеют возраст 317 млн лет. По этой датировке ряд исследователей [Иванов, 1998; Netzel, Romer, 2002] **определяют время закрытия Палеоуральского океана**. Поэтому очевидно, что субстрат для выплавления пород Суховязовского массива мог включать мантийное вещество, тяготеющее к хлорофильным параметрам. Точки апатитов из всех остальных массивов лежат в поле минимальных содержаний хлора.

По F картина почти обратная. Апатиты из амфиболитов характеризуются пониженным содержанием этого элемента (менее 2.5%). Повышенная концентрация (до 4.0%) наблюдается в апатитах из гранитов Киалимского (БМА) и Нижнеуфалейского массивов (УБ) (козлингорский описан ранее). На диаграмме, указывающей на потенциальную рудоносность, составы апатитов из сиенитов козлингорского комплекса и гранит-порфиров киалимского массива попадают в нижнюю часть редкометалльного сектора. Апатиты из гранитогнейсов слюдяногорской свиты находятся в поле пород, потенциально продуктивных на Sn, W, Mo. Большая часть апатитов из всех гранитоидов лежит в поле золотокварцевой формации (см. нижнюю часть рис. 1). Это не лишено основания, поскольку в старых геологических материалах упоминаются золотосодержащие кварцевые жилы, ассоциированные с киалимскими, нижнеуфалейскими и суховязовскими гранитами [Кейльман, 1979; Жданова, 1987; Таганайский..., 1993].

Низкое содержание Cl в апатите и сосуществующих цветных минералах также свидетельствует, что большинство гранитов относится к типу, с которым может быть связан золотокварцевый тип оруденения. Почти все замеры укладываются в интервал 0.01–0.05% Cl для амфибола и 0.01–0.10 для биотита. Исключения составляет повышенное содержание Cl (0.2%) в амфиболе из амфиболитов юрминского комплекса и биотите из гранитогнейсов УБ. Содержание F в роговых обманках варьирует слабо (0.12–0.24%). Наибольшей фторофильностью (0.44–0.49% F) обладают амфиболы из козлиногорских субщелочных сиенитов, повторяя общий тренд апатитов и породы в целом и указывая на высокую активность фтора в ходе формирования магматитов и последующего редкометалльного оруденения.

Для биотитов разброс содержания F более значительный (0.00–1.32%). Бедны этим компонентом слюды из гранитогнейсов УБ (в них много Cl) и адамеллита Суховязовского массива (существенно мантийный источник расплавов). Сравнение составов биотитов и апатитов из докембрийских гранитогнейсов УБ и геохимически сходных с ними среднерифейских гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов БМА [Холоднов и др., 2010] показало сходство составов и потенциальную продуктивность на Fe(-Ti) оруденение. (Отметим, что диаграммы, связывающие фтор в биотитах и рудоносность пород, были изначально построены [Бушляков, Холоднов, 1986] для основных, ранних членов габбро-гранитных серий. Однако опыт показывает, что они применимы и к составам апатитов из более кислых пород.) В БМА и УБ с древними порода-

ми в ряде участков реально ассоциируют ильменит-магнетитовые руды (Медведевское и Куртинское месторождения соответственно). Средние величины коэффициентов разделения F и Cl между сосуществующими апатитами и цветными минералами приведены в табл. 1. Небольшие величины этих параметров (не более 3) также характерны для гранитов, производящих поздние золотокварцевые жилы.

В ходе измерений на F, Cl, S проанализированы эпидоты и титаниты. Эпидоты (содержащие 25–35% пистацитового минала) и большинство сфенов из всех массивов имеют невысокую концентрацию – около 0.1% – всех трех компонентов. Однако значительное содержание F (1.71–2.03 мас. %) и повышенное – Al₂O₃ (5.18–5.39 мас. %) выявлено в сфенах из гранитов Киалимского массива (БМА). Фтор-глиноземистые титаниты с содержанием F 2–5 мас. % и Al₂O₃ 9–13 мас. % известны в эклогитах и мраморах Австрии, оловорудных скарнах России, метаосадочных породах Приморья [Franz, Spear, 1985; Sobolev, Shatsky, 1990; Вах и др., 2009]. Для высокобарических пород высокий глинозем в сфенах может являться функцией давления, а при существенной сопряженной концентрации фтора это признак химической активности рудоносного флюида, повышенного потенциала фтора. Данному вопросу посвящены отдельные работы [Вах и др., 2009; Шарова и др., 2012].

Вероятно, вторая ситуация относится к гранитам Киалимского массива, поскольку и содержание F в породах тоже достаточно высоко по сравнению с таковым во всех остальных изученных породах (см. ранее). Поэтому можно предполагать их потен-

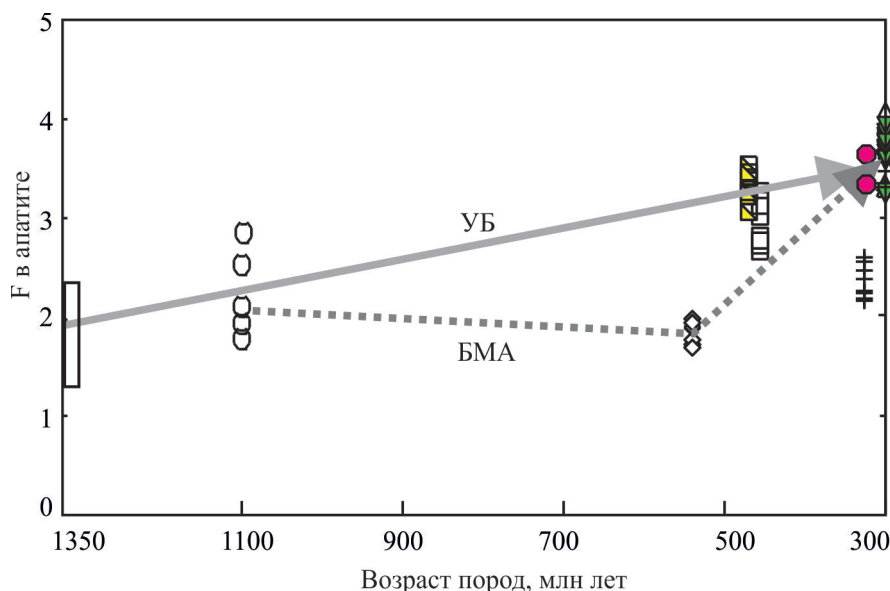


Рис. 3. Изменение содержания F в зависимости от возраста гранитоидов УБ и БМА, мас. %.

Стрелками показаны условные тренды повышения концентрации по мере “омоложения” возраста. Прямоугольником выделено поле концентраций F в апатитах из гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов [Бушляков, Холоднов, 1986; Холоднов и др., 2010].

циальную рудоносность на редкие металлы; вопрос требует дальнейшей проработки. Высокая концентрация F характерна для субщелочных гранитоидов Приполярного Урала.

Таким образом, в данной работе охарактеризованы гидроксилсодержащие минералы из гранитоидов разных возрастных этапов и геодинамических обстановок из двух граничных между Уралом и Восточно-Европейской платформой структур – УБ и БМА. Можно заключить, что в целом прослеживается тенденция увеличения фторофильности с омоложением пород (рис. 3).

Это закономерно: по мере приближения времени коллизии возрастает роль коровой составляющей в субстрате и в процесс магмогенерации вовлекается все более молодая, новообразованная кора. Исключения из этого ряда (козлиногорские и суховязовские гранитоиды) описаны в нашей статье и связаны с повышенной хлорофильностью пород, возможным участием в субстрате вещества мантийного клина и (или) плюмовой составляющей, от которых отделялся флюид соответствующего состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 191 с.
- Вах А.С., Авченко О.В., Карабцов А.А., Степанов А.В. Первая находка гротита в золоторудных месторождениях // Докл. АН. 2009. Т. 428, № 3. С. 353–357.
- Жданова С.Н. Петрография и метаморфизм пород Шумгинско-Кувашиной зоны: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 1987. 24 с.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1979. 199 с.
- Коновалова Е.В., Каллистов Г.А. Состав флюида в полихронных гранитоидных массивах Среднего и Южного Урала // Ежегодник-2015. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163. 2016. С. 95–97.
- Коновалова Е.В., Прибавкин С.В., Замятин Д.А., Холоднов В.В. Сера в апатитах гранитов Шарташского массива и Березовского золоторудного месторождения // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 134–138.
- Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Наука, 1992. 316 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгальций большого трещинного Толбачикского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
- Таганайский национальный парк – особо охраняемый объект Южного Урала. Отчет НПП “Рифей-экология”. МО Челябинской областной ассоциации “Кыштым-57”. Миасс, 1993. 67 с.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 230 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 392 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Магматизм и условия образования титаномагнет-итильменитовых месторождений в рифей-венд-палеозойских рифтовых структурах Урала // Минералогия древних и современных океанов. Миасс: ИМин, 2009. С. 221–225.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 190–195.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Бородин Н.С., Шагалов Е.С. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Ю. Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
- Шардакова Г.Ю. Несколько слов об U-Pb возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2015. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 163. 2016. С. 148–154.
- Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пушкаев Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. С. 148–154.
- Шарова О.И., Чудненко К.В., Авченко О.В., Бадрединов З.Г., Вах А.С. Глинозем-фтористый сфен (титанит) как показатель фтористости флюида // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 2. С. 250–253.
- Franz G., Spear F. Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone South-Central Tauern Window Austria // Chem. Geol. 1985. V. 50, no. 1/3. P. 33–46.
- Gromet L.P., Silver L.T. Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // Geoch. Cosm. Acta. 1983. V. 47, no. 5. P. 925–939.
- Hetzel R., Romer R.L. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies, overprint of the East European continental margin // Geol. Mag. 2002. V. 136, no. 5. P. 593–597.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from met-amorphous rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.