

Часть 6. АКТУАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В. А. Попов

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
popov@mineralogy.ru*

О законе сопряженного образования минеральных тел заполнения полостей и метасоматических тел

Для геологических наук весьма существенно следующее [Салин, 1989]: «Если геолог в своей работе сталкивается с многократно повторяющейся связью объектов, свойств или явлений, он обычно принимает эту связь как самую собой разумеющуюся и не заслуживающую даже упоминания. Фундаментальные связи при этом квалифицируются как слишком простые, примитивные, как прописные истины. Первоочередная задача всей геологии, очевидно, должна состоять в том, чтобы записать в явном виде все давно уже используемые, но никем еще не сформулированные законы». Одна из самых распространенных связей в геологии – пространственная. Есть еще генетическая, парагенетическая и другие связи. Нередко пространственная связь с легкостью превращается в генетическую. Отчасти это происходит вследствие неправильного применения статистики в геологии. Статистика изучает закономерности. Представляется, что нужна формулировка законов. Обратимся к весьма распространенным природным явлениям – метасоматозу и формированию минеральных агрегатов в полостях.

Метасоматоз – явление замещения одного минерального тела другим – с иным химическим составом. При метасоматозе рост (кристаллизация) новых минералов определяет растворение исходных минералов. Для осуществления замещения необходимо движение вещества, которое происходит в порах и каналах вследствие наличия градиентов физических параметров (температуры, давления, концентраций компонентов). Эти каналы имеют весьма различные размеры и разное их количество в определенном объеме земной коры. В одних каналах может происходить движение (инфильтрация) газов, растворов, флюидов или магм вместе с растворенными веществами. В других – среда неподвижна, а движутся (диффундируют) только компоненты растворенных веществ.

Метасоматические тела могут иметь различное анатомическое устройство вследствие разнообразия минерального состава и структур исходных тел и изменения параметров процесса во времени. Они бывают либо с макроскопически сплошным фронтом замещения, либо в виде рассеянных метакристаллов и конкреций (рис. 1).

Трещинные и капиллярные системы земной коры имеют свой онтогенез, определяемый онтогенезом конкретного геологического блока – пластическими и хрупкими деформациями минеральных тел, движением газов и жидкостей. Движение газов и жидкостей обуславливает явление растворения-роста минералов в самих каналах и движение компонентов в околочанальной капиллярно-пористой среде. Не будет движения в трещинной и капиллярно-пористой системе – не будет метасоматических преобразований в минеральных телах (за исключением распада твердых растворов).

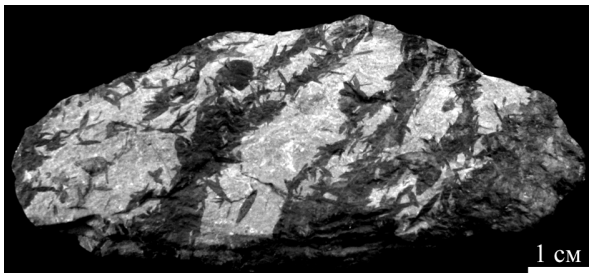


Рис. 1. Метакристаллы сидерита (темные) в тонкозернистом светлосером доломите. Бакальское месторождение, Ю. Урал.

Трещинные системы в земной коре в общем случае существуют длительное время, и их функционирование проис-

ходит в изменяющихся условиях. Разные участки трещинных систем имеют разный онтогенез. Одни и те же трещины могут раскрываться в разные отрезки времени развивающегося минералообразующего процесса. Раскрывшиеся трещины стимулируют не только метасоматоз, но и кристаллизацию (или растворение) в полостях. Таким образом, в блоке земной коры с долгоживущей трещинной системой совмещаются (телескопируются) разновременные метасоматиты и тела заполнения (рис. 2).

Поскольку в процессе картирования геолог видит частую пространственную связь метасоматических тел с телами заполнения (дайки, жилами, в том числе – с жилами «альпийского типа»), то интуитивно возникает желание превратить эту связь в генетическую. Очевидно, что статистику здесь не следует применять, поскольку образование этих тел не является случайным событием в пространстве, а связано единой трещинной системой.

Наблюдениями установлено, что относительная скорость роста кристаллов в полостях и при метасоматозе может различаться на порядки. Связано это с низкой скоростью диффузии компонентов в тончайших пленках неподвижного раствора в минеральном агрегате. Отсюда следует несоразмерность интервалов времени заполнения полостей минералами и времени становления метасоматитов. Невозможно предметно говорить о физической синхронности тел заполнения и метасоматитов возле них.

При исследовании сложных длительно развивавшихся природных трещинных систем минералообразования практически всегда возникает проблема разделения их онтогенеза на последовательные интервалы времени, которым соответствуют какие-либо особенности в минералообразовании, например, периоды становления минеральных формаций (рис. 3). Эти интервалы времени для целостной трещинной системы

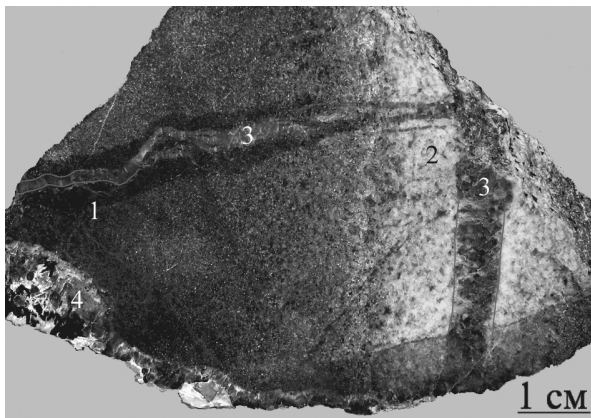
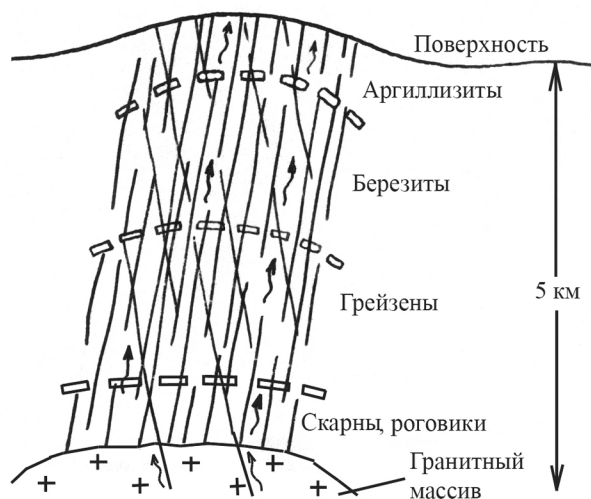


Рис. 2. Гранатовые жилки заполнения в сложно скарнированном диабазе: 1 – пироксен-хлоритовый скарн; 2 – гранат-пироксеновый скарн (белое – диопсид); 3 – мономинеральные гранатовые жилки заполнения; 4 – поздняя кальцит-хлорит-гранатовая жила. Ахматовская копь, Ю. Урал.

Рис. 3. Модель приповерхностного фрагмента колонны теплопереноса с зональным размещением минеральных формаций в конкретный интервал относительного времени развития минерализации.



характеризуются тем, что процессы метасоматоза в ней идут непрерывно вследствие существования градиентов физико-химических параметров, а раскрытие и заполнение трещин происходит, в общем случае, прерывисто и быстро (например, при землетрясениях).

Исследователями было замечено, что нередко качественный минеральный состав жил заполнения близок минеральному составу метасоматитов. Особенно это хорошо видно на примере жил «альпийского типа» и жил с параллельно-шестоватыми агрегатами второго рода. Однако есть случаи резкого несоответствия составов метасоматитов и тел заполнения, когда в трещину, возле которой уже сформирован какой-либо метасоматит, врывается магма (с образованием дайки) или растворы резко другого состава более позднего интервала времени. Происходит совмещение в одном пространстве разновременной минерализации (телескопирование). Построение ретроспективных моделей минералообразования усложняется. На какую методологическую базу можно опереться в этих построениях? Очевидно, что проблема не простая и требует разработок.

Ранее была предложена формулировка «закона сопряженного (синхронного) образования фаций заполнения полостей и метасоматических фаций одной минеральной формации» [Попов, 1994]: *если в блоке земной коры происходит тепло-массоперенос, то в нем обязательно возникают сопряженные тела метасоматитов и тела заполнения полостей соответственно РТХ-условиям минералообразования конкретного отрезка времени в конкретном участке системы (одной минеральной формации)*. Выбор отрезка времени можно осуществлять по-разному, удобно ограничивать его временем становления минеральной формации [Попов, 1976]. Из вышеприведенного рассуждения ясно, что речь идет не о физической синхронности тел, а лишь принадлежности их одному интервалу относительного времени существования колонны теплопереноса. Цель предложенной формулировки закона – необходимость разработки методики выявления зональности объектов путем разделения онтогенеза сложнейших природных систем минералообразования на последовательные интервалы (отрезки) времени, удобные для практического моделирования. Фактически использование этого закона позволяет смоделировать последовательность формирования всех минеральных тел объекта по пересечениям тел заполнения, если выяснение последовательности формирования метасоматитов затруднено. В общем случае выявление последовательности кристаллизации минера-

лов в метасоматитах является сложной и трудоемкой задачей вследствие пространственного совмещения фаций разных формаций и обычно мелкозернистой структуры минеральных агрегатов.

Онтогенез колонны тепломассопереноса (фрагмента плюма) включает онтогенез трещинной системы с заложением и развитием множества трещинных подсистем, активирующих минералообразующий процесс то в одной, то в другой части колонны. При последовательно возникающих актах трещинообразования могут подновляться старые трещины и возникать новые, трещинные системы могут испытывать разворот. В колонне тепломассопереноса могут изменяться направления сжимающих усилий и меняться ориентировка квиважных трещин. Все это создает сложную телескопированную картину минерализации в пределах названной колонны. Поэтому часто встречается совмещение разновозрастных тел заполнения и тел метасоматических. Задача геолога – найти минералогические различия в жильных заполнениях, принадлежащих разным минеральным формациям, обосновать отнесение последовательно возникших тел метасоматитов к конкретным минеральным формациям на основе минералогического картирования. При этом важно понимать, что привнос-вынос вещества в метасоматитах не следует связывать с конкретными телами заполнения в них, а связывать с общим процессом становления данной формации.

Литература

- Салин Ю. С. К истокам геологии. Хабаровск: Книжное изд-во, 1989. 304 с.
Попов В. А. К модели гидротермального процесса на основе онтогенических наблюдений // Проблемы минералогии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 3–17.
Попов В. А. Новое рассмотрение принципа жил альпийского типа // Уральский минералогический сборник, № 3. Миасс: ИМин УрО РАН, 1994. С. 35–42.

Ю. И. Клюкин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
klukin@igg.uran.ru*

Методика петрографического изучения газово-жидких включений на основании выделения их скоплений (научный руководитель В. В. Мурзин)

Газово-жидкие включения (ГЖВ) имеют много различных классификаций, основанием которых служат морфологические, структурные, композиционные и генетические признаки. Так, Н. П. Ермаков [1972] предлагает к использованию классификацию, в которой включения разделены по составу и происхождению. В настоящее время устоявшейся является классификация, подробно описанная Э. Реддером [1987], согласно которой включения разделены на 3 категории в зависимости от времени захвата: первичные, т.е. захваченные при росте минерала-хозяина; вторичные – включения, которые образовались в течение какого-либо процесса, произошедшего после окончания кристаллизации минерала-хозяина; и псевдовторичные, захваченные в том случае, если минерал-хозяин в процессе кристаллизации растрескивался и захватывал флюид.

Для идентификации характера захвата включений применяются критерии, указанные в [Реддер, 1987], и определение характера захвата ГЖВ несомненно является важным. Но для гидротермальных жил, типичной чертой которых является многократное прохождение флюида, доказательства первичности или вторичности включений могут быть ложным. Кроме того, в работе [Roedder, Bodnar, 1997] показано, что большинство включений, которые согласно критериям [Реддер, 1987] отнесены к первичным, фактически являются вторичными. При рассмотрении агрегата зерен, а не кристалла свободного роста, использование критериев для определения характера захвата ГЖВ крайне осложнено. По этой причине в ряде случаев, при изучении образцов из гидротермальных жил предложено взаимное отношение ГЖВ в препарате [Wilkinson, 2001].

Перед проведением исследований индивидуальных ГЖВ следует провести детальное петрографическое изучение подготовленного препарата. При таком исследовании единицей изучения является ГЖВ или скопление ГЖВ, под которым подразумевается группа одновременно захваченных включений. ГЖВ в пределах одного скопления локализуются или в одной зоне роста кристалла, или в одной залеченной трещине. Для включений в одном скоплении характерна одинаковая морфология, состав и соотношение фаз. Работа со скоплениями ГЖВ позволяет оценивать степень изменения содержимого включений поздними процессами, и таким образом верифицировать данные, полученные при проведении детальных исследований. Одним из наиболее доступных и одновременно чувствительных показателей степени изменения содержимого включений является температура гомогенизации в пределах одного скопления. Также допускается использование иных температурных характеристик, которые можно определить с высокой точностью – температуру частичной гомогенизации, температуру плавления газогидрата или таяния последней льдинки. Таким образом, предварительное изучение препарата для проведения исследования ГЖВ включает в себя выделение скоплений ГЖВ и выяснение их относительного времени образования [Goldstein, Reynolds, 1994].

Индивидуальные газово-жидкие включения были изучены на термોકриостатике Linkam THMSG-600 в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Солевой состав раствора определялся по температуре эвтектики [Борисенко, 1977]. Все включения принадлежат к системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$. Концентрация соли в них оценивалась по температуре плавления газогидрата для системы [Diamond, 1992]. Присутствие CO_2 определялось по поведению газового пузырька при охлаждении. Плотность углекислоты рассчитывалась по уравнению линии равновесия жидкость-пар.

Микроэлементный состав жидкой фазы индивидуальных включений определялся методом LA-ICP-MS (квадрупольный масс-спектрометр Agilent 7500ce с системой лазерной абляции Excimer Lambda Physik GeoLas 193 нм) в лаборатории исследования флюида Политехнического университета и института Штата Вирджиния, США. Для расчета абсолютных содержаний элементов использована программа AMS 1.1.0 [Mutchler et al., 2008].

В качестве примера, иллюстрирующего возможности метода, рассмотрен образец кристалла кварца из карьера Изоплит, Шарташского гранитного массива, предоставленный С. В. Прибавкиным. В основании кристалла (рис. 1) содержится большое количество вторичных включений, изучение которых осложнено тем, что препарат с целью сохранения крупных включений был подготовлен толщиной более 0.5 мм. Поэтому изучены были включения, характеризующие заключительный момент роста кристалла и преобразования, связанные с захватом вторичных включений.

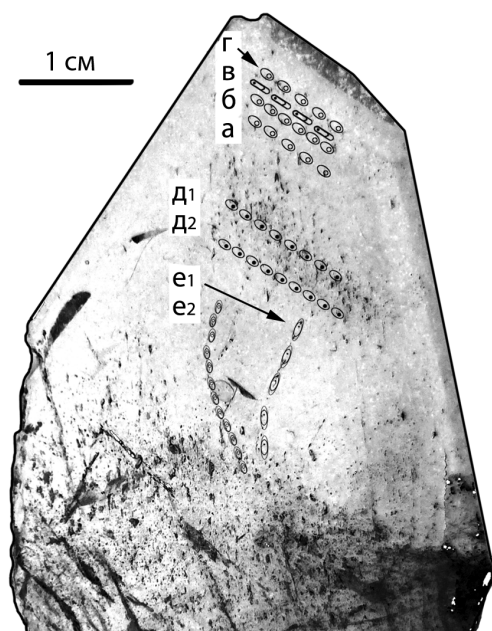


Рис. 1. Схема кристалла, демонстрирующая расположение изученных скоплений ГЖВ. А–Г – первичные, Д1, Д2, Е1, Е2 – псевдотворичные включения.

ГЖВ в кристалле по размерам изменяются в от 10 мкм до 1.5 мм. В корне кристалла присутствует скопление вторичных ГЖВ, и их исследование не проводилось. Изученные включения являются двух- и трехфазными, $\text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} \pm \text{Г}_{\text{CO}_2}$, с долей CO_2 во включении от 40 до 90 об. %. С учетом того, что все включения содержат большую долю CO_2 и нередко имеют большие размеры, температура гомогенизации ГЖВ не измерялась, чтобы избежать растрескивания (декрепитации) всех ГЖВ в образце. Как указано в работе [Ляхов и др., 1995], температура декре-

питации зависит от множества факторов и не имеет прикладного применения для генетической интерпретации, но ГЖВ с высокоплотной фазой CO_2 , в большинстве случаев декрепитируют, не достигнув гомогенизации.

Скопления ГЖВ, обозначенные на рисунке 2 от А до Г, отнесены к первичным на основании того, что расположены в зонах роста кристалла, и в редких случаях имеют

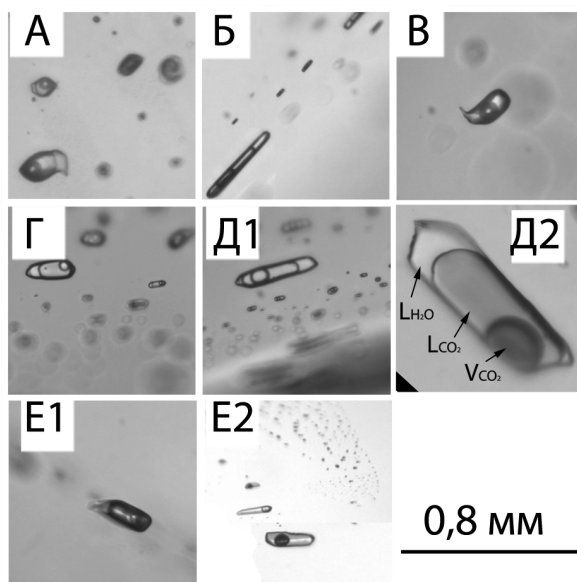


Рис. 2. Фотографии исследованных газовой-жидких включений при комнатной температуре. Буквами L и V для включения Д2 обозначены жидкие и газовые фазы соответственно.

захваченные при росте кристалла иглы рутила. Скопления ГЖВ, отнесенные к псевдодубличным (Д1, Д2, Е1, Е2), располагаются вне зон роста по залеченным трещинам, и при этом не выходят за пределы поверхностей роста, заключенной внутри кристалла.

В таблице представлены результаты изучения скоплений ГЖВ. Температура плавления CO_2 не соответствует температуре плавления чистой CO_2 -56.6°C , что свидетельствует о наличии примеси газов с низкой температурой кипения, возможно CH_4 или N_2 .

Оценка степени изменения производилась по температуре частичной гомогенизации, и для каждого скопления ГЖВ отличие не превышало погрешность измерения 0.1°C . Таким образом, это демонстрирует отсутствие поздних изменений захваченного флюида. Произведенный анализ его состава позволяет проследить эволюцию флюида кристалла, и подтверждает широкую вариативность рудообразующего флюида гидротермальных жил.

Т а б л и ц а

**Результаты термоксиометрии и определения состава включений
методом LA-ICP-MS**

	Е1	Е2	Д1	Д2	А	Б	В	Г
Характер захвата ГЖВ	Скопления псевдодубличных ГЖВ				Скопления первичных ГЖВ			
Доля CO_2 об. %	80	50	70	80	80	70	60	70
$T_{\text{плав. CO}_2}, ^\circ\text{C}$	-57	-56.9	-57.9	-58	-57.2	-57.4	-57	-57.5
$T_{\text{газ}}, ^\circ\text{C}$	3.2	1.3	5	8.6	3.5	8.1	8.1	7.1
$T_{\text{гом. CO}_2}, ^\circ\text{C}$	19.9	26.9	27	15.3	27.3	29.6	20.1	23.4
NaCl-экв., мас. %	11.6	14.1	9	2.8	11.2	3.7	3.7	5.5
Плотность включения, г/см^3	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9	0.7	0.9	0.8
Na, г/т	40024.9	49887.7	6065.1	10371.8	42830.8	15291.9	17458.8	21033
Mg	—	—	2190.4	—	—	—	—	—
K	589.7	6980.7	19228.4	2834.5	—	—	—	—
Ca	299	291.3	8245.8	30.1	—	763.8	6.7	—
Fe	111.6	—	453	0.3	—	419.2	—	—
Cu	—	—	444.7	—	457.5	422	26.4	224.7
Zn	4395	74.9	1485.8	11.4	—	380.2	—	—
As	677.7	258.9	—	36.3	610.4	370.1	208.9	299.8
Se	—	—	—	6.6	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	7.7	—
Ba	—	12	36.7	3.5	11.1	59.6	0.7	5.4
Pb	16.1	69.2	75.4	10.8	—	100.8	0.4	—
Bi	50.8	—	110.7	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. $T_{\text{плав. CO}_2}$ – температура плавления CO_2 ; $T_{\text{газ}}$ – температура плавления газогидрата CO_2 ; $T_{\text{гом. CO}_2}$ – температура частичной гомогенизации.

Предлагаемая методика анализа, в которой рассматриваются скопления ГЖВ с уточнением их относительного времени захвата, позволяет более детально описывать эволюцию минералообразующей среды, нежели классическая, в которой выделяются первичные, первично-вторичные и вторичные включения. Также, методика дает возможность оценить степень изменения включений поздними процессами, что крайне важно знать при работе с включениями.

Автор выражает благодарность С. В. Прибавкину, В. В. Мурзину и Р. Дж. Боднару. Исследование осуществлялось при финансовой поддержке УрО РАН (грант № 10-5-НП-400).

Литература

Борисенко А. С. Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 175 с.

Ляхов Ю. В., Павлунь Н. Н., Пизнюр А. В., Попивняк И. В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски и оценка оруденения) / Под ред. Е. М. Лазанько. Львов: Свит, 1995. 279 с.

Redder Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987. Т. 1. 559 с.

Diamond L. W. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl–NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. Vol. 56. № 1. P. 273–280.

Goldstein R. H., Reynolds T. J. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals / Sepm short course 31. SEPM, 1994. 199 p.

Mutchler S. R., Fedele L., Bodnar R. J. Appendix A5: analysis management system (AMS) for reduction of laser ablation ICP-MS data // Laser ablation ICP-MS in the earth sciences: current practices and outstanding issues Short course series, 2008. P. 318–327.

Roedder E., Bodnar R. J. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 1997. P. 657–697.

Wilkinson J. J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. 2001. Vol. 55. № 1–4. P. 229–272.

В. В. Курчавов, Д. И. Прокопчук, Л. А. Демина, Е. Р. Колганов
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
mr.kurchavov@mail.ru

Радиоактивные элементы в кислых магматических комплексах

Полярного Урала

(научный руководитель В. А. Душин)

В настоящее время в геологии широко развит формационный анализ, объясняющий генетическую связь оруденения с геологическими формациями. Для правильного выделения формаций необходим анализ многих факторов, среди которых значительную роль играет геохимическая характеристика пород. Радиоактивные элементы являются четкими индикаторами геологических процессов, поэтому важно исследование их геохимических параметров, таких как содержание, характер связи с другими элементами и породообразующими оксидами, форма нахождения. В рамках

этого подхода авторы изучили радиогеохимические характеристики кислых интрузивных пород магматических комплексов Полярного Урала – евьюганского, сандибейского, сядатаяхинского и лонготьюганского. В настоящее время в литературе почти нет сведений о содержаниях в породах радиоактивных элементов, определенных современным высокоточным методом масс-спектрометрии ICP-MS. Мы проанализировали результаты анализа проб (СНИГЭ), выполненного в ЦАЛ УрО РАН. В программе STATISTICA были рассчитаны 8 основных статистических параметров, кларки концентраций и определен закон распределения элементов по показателям асимметрии и эксцесса (табл.). В обобщенном виде результаты представлены на рисунке 1.

Т а б л и ц а

**Статистические параметры распределения урана и тория
в гранитах Полярного Урала**

Статистические параметры	Магматические комплексы							
	Лонготьюганский		Сядатаяхинский		Сандибейский		Евьюганский	
Элемент	Th	U	Th	U	Th	U	Th	U
N	7	7	10	10	5	5	4	4
Кларк концентрации	0.92	1.53	0.94	0.52	1.34	1.66	1.14	0.91
S	3.55	6.81	8.01	0.69	9.26	2.77	10.21	1.53
A	–0.53	2.01	0.76	0.61	0.7	–0.46	–1.67	–1.3
E	0.3	4.44	–0.45	0.43	0.77	–1.2	2.7	0.83
V	21.44	114.01	47.26	34.87	39.22	42.87	49.68	42.9
A	0.57	2.17	0.98	0.78	0.63	0.41	1.36	1.06
E	0.16	2.40	0.29	0.27	0.35	0.54	1.10	0.34

П р и м е ч а н и е. Кларк концентрации рассчитан по отношению к кларкам гранитов по Л. Н. Овчинникову [1990].

Анализ приведенных данных в таблице и на рисунке свидетельствует о том, что евьюганский комплекс характеризуется кларковыми содержаниями тория и урана, умеренным Th/U отношением (5.6) и высоким коэффициентом корреляции ($r = 0.84$). Меры рассеяния указывают на менее равномерное распределение тория по сравнению с ураном. Сандибейский комплекс имеет повышенные надкларковые содержания радиоактивных элементов, умеренное Th/U отношение (4.08) при значительном коэффициенте корреляции ($r = 0.52$), меры рассеяния обоих элементов незначительные. В породах Сядатаяхинского комплекса обращает на себя внимание низкое содержание урана ($KK = 0.52$), маленькое стандартное отклонение ($S = 0.69$) и значительное Th/U отношение (7.55). Коэффициент корреляции высокий ($r = 0.8$). Лонготьюганский комплекс существенно отличается по статистическим параметрам. Здесь наблюдаются отрицательный коэффициент корреляции ($r = -0.64$), высокое Th/U отношение (16.09), уран характеризуется надкларковым содержанием ($KK = 1.53$) и значительными по модулю показателями мер рассеяния.

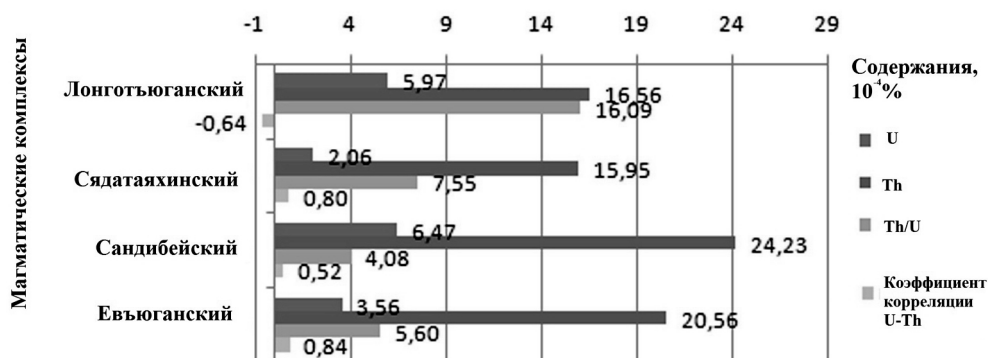


Рис. 1. Поведение радиоактивных элементов в кислых магматитах Полярного Урала по данным анализа ICP-MS.

Закон распределения радиоактивных элементов нормальный, а для урана в лонготьюганском комплексе близок к логнормальному, что может свидетельствовать о его перераспределении при метасоматозе [Смыслов, 1974]. Судя по стандартному отклонению, асимметрии и эксцессу, торий распределен менее равномерно, чем уран, за исключением лонготьюганского комплекса. Фигуративные точки радиоактивных элементов в магматических комплексах на диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов показывают, что наименьшими разбросами характеризуются сядатаяхинский и сандибейский комплексы (рис. 2). Породы первого комплекса занимают область

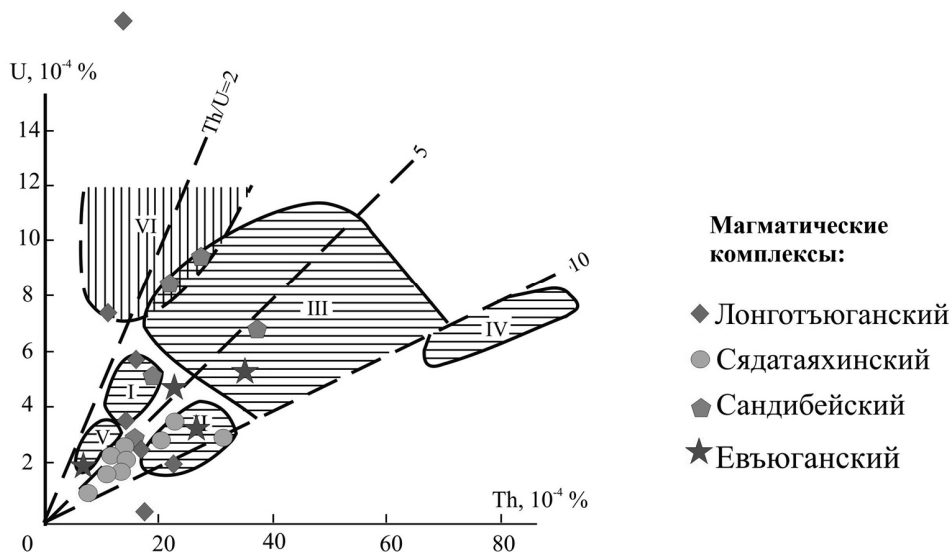


Рис. 2. Положение фигуративных точек кислых пород Полярного Урала на диаграмме важнейших радиохимических типов гранитов А. А. Смылова.

I – нормальнорадиоактивные граниты, $Th/U = 2.5-4.5$; II – повышеннорадиоактивные граниты; III – высокордиоактивные лейкокатовые граниты редкометального типа, $Th/U = 5-10$; IV – высокордиоактивные граниты $Th/U > 10$; V – слаборадиоактивные граниты, гранодиориты, плагииграниты, $Th/U < 2-3$; VI – лейкокатовые граниты, $Th/U < 1-2$.

слаборадиоактивных гранитов с повышенным Th/U отношением, а второго – соответствуют области нормально- и высокордиоактивных составов. Положение фигуративных точек пород логотьюганского комплекса характеризуется значительным размахом Th/U отношения при постоянном содержании тория в пределах 15–20 г/т. Такое поведение может объясняться проявлением наложенных процессов в породах комплекса или различными местами пробоотбора, т.к. в краевых, апикальных частях интрузий может происходить концентрация радиоактивных элементов [Минералогия..., 1987]. Фигуративные точки пород евяюганского комплекса также не занимают четко определенного положения, что может быть объяснено формированием пород в несколько этапов и полигенным происхождением комплекса. Следует отметить, что неизменные породы обладают постоянным Th/U отношением в пределах 3–5.

Для определения преобладающей формы нахождения радиоактивных элементов выполнен количественный минералогический анализ протопошек, показавший присутствие минералов-концентраторов урана и тория, таких как циркон, монацит, сфен. Собственные урановые и ториевые минералы не обнаружены, вероятно, из-за их низкого содержания и потерь при пробоподготовке. Концентрации радиоактивных элементов в минералах определялись с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6390LV (ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург). В цирконах и монацитах выявлены концентрации урана в пределах от 86 до 1400 г/т и тория от 35 до 2850 г/т. В породообразующих минералах содержания ниже порога чувствительности прибора. С учетом количественного минералогического анализа рассчитаны доли радиоактивных элементов в породообразующих и акцессорных минералах от их общего содержания в породе (рис. 3). За недостаточностью данных о содержании урана и тория в породообразующих минералах использованы литературные данные.

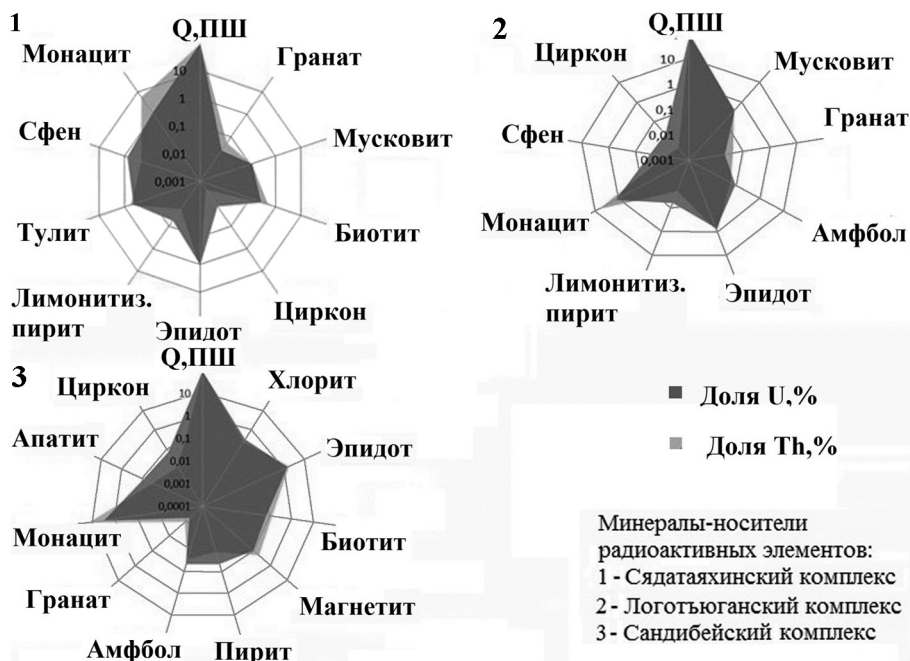


Рис. 3. Минералы-носители радиоактивных элементов в породах исследуемых комплексов.

В результате проведенных исследований можно предположить, что в породах евьюганского, сандибейского и сядатаяхинского комплексов радиоактивные элементы, по-видимому, накапливались одновременно с формированием пород при кристаллизации магматического расплава и поэтому основная форма их нахождения – рассеянная в породообразующих и акцессорных минералах. В породах лонготьюганского комплекса уран, скорее всего, перераспределялся при метасоматозе с вероятным образованием собственных минералов урана.

Проведенные расчеты свидетельствуют о том, что основная масса радиоактивных минералов (около 90 %) находится в салических породообразующих минералах [Титаева, 1992]. Кроме того, выделяется существенно ториевый акцессорный минерал – монацит, с которым связано до десяти процентов тория и около одного процента урана. Торий также присутствует в салических минералах, но в меньшем количестве. Из других акцессорных минералов носителем радиоактивных элементов является эпидот (около 1 %). Не исключено, что собственные минералы урана и тория могли быть потеряны при дроблении протопошек из-за их малых размеров.

Литература

- Минералогия и геохимия редких и радиоактивных металлов: Учебное пособие для вузов / В. Я. Терехов, Н. И. Егоров, И. М. Баюшкин, Д. А. Минеев. М.: Энергоатомиздат, 1987.
Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974.
Титаева Н. А. Ядерная геохимия: Учебник. М.: МГУ, 1992.

Е. А. Бажин

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Петрогеохимические особенности пород Барангуловского габбро-гранитного комплекса (Южный Урал)

Барангуловский габбро-гранитный комплекс приурочен к северной части Уралтауской мегазоны и занимает краевую область палеоконтинентального сектора Южного Урала. С запада и востока она граничит по надвиговым разломам с палеозойскими структурами Зилаирской и Магнитогорской мегазон соответственно. В области сочленения этих структур с Уралтауской мегазоной допалеозойские и палеозойские образования пространственно совмещены и находятся в сложных структурных соотношениях, предполагающих неоднократное тектоническое смешивание разновозрастных образований. Слабое фаунистическое обоснование палеозойских толщ и сходство их литологического состава с допалеозойскими отложениями затрудняют надежное стратиграфическое расчленение разреза Уралтауской мегазоны. Допускаются различные трактовки не только возрастной последовательности залегания отдельных свит, но и их латеральных соотношений [Рыкус и др., 2002]. Позднерифейская датировка возраста Барангуловского гранитного массива [Краснобаев и др., 2007] подтверждает наличие позднепротерозойских комплексов пород, по меньшей мере, в обрамлении прорывающего их интрузива и позволяет рассматривать северное замыкание Уралтауской мегазоны как возрастной аналог Центрально-Уральской мега-

зоны. В период палеозойского развития Южного Урала северная часть Уралтау могла выступать в роли срединного массива, разделявшего Зилаирский и Магнитогорский прогибы. В ходе позднепалеозойской коллизии срединный массив был частично перекрыт надвинутыми на него из смежных прогибов палеозойскими отложениями.

Барангуловский габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс объединяет Барангуловский габбро-гранитный и Мазаринский преимущественно гранитный массивы, а также более мелкие силлово-дайковые тела габброидов и габбро-диабазов. Интрузивный комплекс характеризуется гомодромной направленностью развития магматического очага, многофазностью и последовательным проявлением основных, средних, кислых и ультракислых разностей пород. Наиболее ранняя фаза представлена габброидами, представляющими собой продукты непосредственной кристаллизации основной магмы. Они слагают почти половину площади комплекса и нередко встречаются в виде ксенолитов в гранитах. Вслед за ними внедрялись кварцевые диориты, за которыми следовала главная фаза гранитного магматизма, давшая основной объем слюдисто-микроклиновых и лейкократовых гранитов. Завершающая жильная серия представлена аплитами и гранит-порфирами. Граниты преимущественно массивные, средне-крупнозернистые с хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза (15–60 об. %), кварца (15–50 об. %), калиевого полевого шпата (10–50 об. %), биотита (2–10 об. %), мусковита (5–40 об. %). Акцессорные минералы: апатит, флюорит, сфен, рутил, циркон, ильменит, анатаз, турмалин, монацит. Лейкократовые граниты имеют близкий состав породообразующих минералов, но отличаются значительно меньшим количеством биотита (1–2 об. %) и существенно большей концентрацией первичного микроклина. Другой их особенностью является устойчивое присутствие флюорита, накапливающегося в мусковитизированных и альбитизированных разностях в количестве 2–3 об. %.

Абсолютный возраст пород Барангуловского массива, полученный изотопным уран-свинцовым методом по цирконам, составляет для габбро – 728 ± 8 млн лет, гранитов – 723 ± 10 млн лет [Краснобаев и др., 2007], что позволяет относить интрузивный комплекс к верхнему рифею. Авторы отмечают полихронность цирконов Барангуловского массива и допускают более раннее образование габбро по сравнению с гранитами, что подтверждает принятую последовательность становления многофазного интрузива.

Содержания SiO_2 в гранитах Мазаринского и Барангуловского массивов составляют 70–73 мас. %. По составу они хорошо сопоставимы с докембрийскими гранитами континентальной земной коры [Рыкус и др., 2002]. Большинство петрогенных оксидов в рассматриваемых породах – Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 , TiO_2 близки к норме, другие же – CaO, MgO подвержены незначительным колебаниям, отклоняясь в ту или иную сторону от нормативных показателей. Суммарное содержание щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6.2\text{--}9.3$ мас. %) позволяет относить граниты к умереннощелочному-щелочному типам. В большинстве анализов устойчиво доминирует калиевый тип щелочности с соответствующими низкими значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Коэффициенты агапитности в умереннощелочных гранитах составляют 0.47–0.53, возрастая до 0.6–0.66 у субщелочных разновидностей. Для гранитов отмечаются довольно устойчивые содержания глинозема и очень незначительные колебания в концентрациях железо-магнезиальных компонентов; по величине $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})+\text{Ca}$ барангуловские граниты принадлежат к умеренно- и высокоглиноземистым разностям пород. Следует подчеркнуть, что,

несмотря на низкую вариабельность содержаний железа, степень его окисленности в гранитах изменяется в широком диапазоне от значений 0.14 до 0.6. Большинство значений имеет бимодальное распределение, группируясь в интервалах 0.14–0.2 и 0.4–0.6 со средними величинами 0.16 и 0.45 соответственно. По величине железистости граниты относятся к умеренно- и высокожелезистым породам, сопоставимым с гранитами А-типа. По геохимическим показателям – Rb, Sr, Rb/Sr, характеру спектров РЗЭ, Y/Nb (<1.2) тяготеют к толеитовой серии и являются продуктами дифференциации мантийной базальтовой магмы. Лейкократовые граниты, завершающие гомодромный ряд магматической дифференциации, характеризуются повышенными концентрациями Th, U и величиной Th/U, что может свидетельствовать об увеличении стабильности земной коры к конечным фазам магматизма Барангуловского комплекса [Рыкус и др., 2002].

Рассмотренные граниты Барангуловского комплекса по составам породообразующих и редких элементов относятся к внутриплитным гранитам А-типа. Их изотопный возраст маркирует мезо- и неопротерозойский анорогенный магматизм, связанный с проявлением позднерифейского рифтогенеза в Уралтауской мегазоне. По некоторым важным геохимическим показателям, в частности Rb/Sr, содержаниям кальция, магния, стронция, циркония, ниобия, иттрия, характеру спектров РЗЭ, граниты обнаруживают черты сходства с интрузивными породами континентальных рифтогенных обстановок.

Литература

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др. О возрасте барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала // Геологический сборник № 6. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 7–16.

Рыкус М. В., Сначев В. И., Насибуллин Р. А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 268 с.

Д. Е. Савельев¹, Е. И. Чурин²

¹ – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru

² – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Лерцолиты в структуре Присакмарской зоны (Южный Урал)

В результате проведения геологического доизучения листа N-40-XXXIV (Зилаир) были получены новые данные о строении офиолитовой ассоциации в пределах южной части Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала в районе плотины Сакмарского водохранилища у с. Абдулкаримово (рис. 1). Офиолиты включают в себя ультрабазиты, габброиды и базальтоиды, которые слагают сутурную зону Главного Уральского разлома, имеющую пологое восточное падение. На западе офиолиты подстилаются метаморфитами максютовского комплекса зоны Уралтау, а на востоке перекрывается вулканогенно-осадочными породами зилаирской свиты Западно-Магнитогоской зоны.

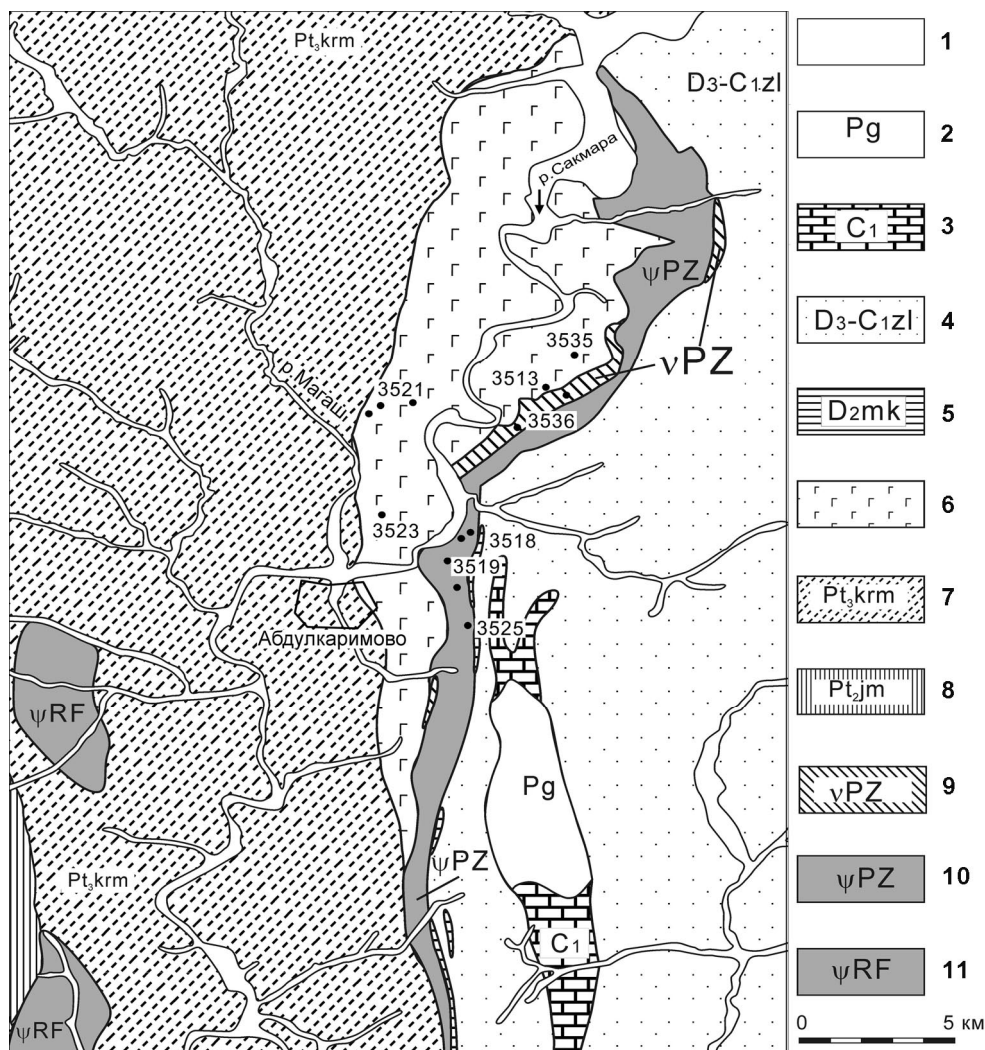


Рис. 1. Схема геологического строения Присакмарской зоны в районе с. Абдулкаримово, по Волошину и др. [1967].

Условные обозначения: 1–2 – покровные отложения: 1 – четвертичные аллювиальные, 2 – палеогеновые; 3–5 – осадочные образования Западно-Магнитогорской зоны: 3 – карбонатные, 4 – флишевые (зилаирская свита), 5 – кремнистый мукасовский горизонт; 6 – базальты сакмарской свиты; 7–8 – метаморфические породы максютовского комплекса зоны Уралтау; 7 – юмагузинская свита, 8 – кайраклинская свита; 9 – габброиды сакмарского комплекса; 10–11 – гипербазиты: 10 – присакмарский комплекс, 11 – ташлинский комплекс.

Строение офиолитовой ассоциации с запада на восток следующее. Базальты сакмарской свиты образуют полосу мощностью от первых сотен метров до 4 км, породы рассланцованы и милонитизированы. Габбро роговообманковые полосчатые, иногда переходящие в амфиболиты, образуют прерывистые тела вдоль западной,

реже – восточной границы ультрабазитов. Протяженность отдельных тел – до 3 км, ширина изменяется от десятков метров до 1 км. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка и плагиоклаз, в ряде изученных образцов присутствует гранат.

Ультрабазиты представлены лерцолитами и гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов. Наиболее свежие лерцолиты и гарцбургиты слагают удлиненную с севера на юг линзу протяженностью около 2 км при ширине до 500 м севернее плотины Сакмарского водохранилища на его левом берегу. Петрографическое изучение образцов показало, что все они представлены шпинелевыми перидотитами, степень петельчатой серпентинизации которых изменяется в пределах от 50 до 75 %. Основной объем породы сложен оливином, содержание пироксенов варьирует значительно: клинопироксена – от 2–3 до 7–8 % и ортопироксена – от 20–25 до 40 %. Отдельные образцы представлены почти мономинеральными ортопироксенитами.

Ортопироксен встречается в виде отдельных крупных зерен (до 2.5–3 мм), для них характерно неоднородное строение, обусловленное разориентированием слагающих их соседних блоков на первые градусы, часто наблюдается изгиб ламелл диопсида и трещин спайности. Часто встречаются будинированные зерна линзовидной формы с обильными тонкими ламеллями диопсида, фрагменты которых размером 1.5–2.5 мм соединяются узкими перешейками шириной около 1 мм, между ними наблюдается разориентирование на величину до 10°. Подобные будинированные зерна наблюдаются также и в обнажениях. Клинопироксен встречается в виде рассеянных в породе мелких таблитчатых зерен размером менее 0.2 мм. Оливин образует «гранулированный» агрегат мелкозернистого строения (0.3–0.6 мм), границы зерен расплывчатые, встречаются также зерна удлиненные и сложной морфологии. В аксессуарных количествах во всех шлифах присутствуют шпинелиды (1–2 %), которые обладают светло-оранжевой окраской, что характерно для лерцолитов.

Для ультрабазитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива рассчитанные параметры A и S , а также нормативные количества оливина, энстатита и диопсида полностью соответствуют модальному минеральному составу пород, большая их часть на соответствующих петрохимических диаграммах попадает в поля лерцолитов и гарцбургитов с содержанием диопсида 3–7 %. В ультрабазитах наблюдаются значительные вариации содержания хрома при невысоких в среднем значениях (400–1720 г/т), концентрация никеля более выдержана (1390–1540 г/т).

Для габбро и базальтоидов сакмарской свиты характерна натриевая специализация, умеренные содержания окиси титана (0.89–2.5 %) и умеренная глиноземистость (0.42–1.27). Относительная железистость пород составляет 24–47 %, а содержание хрома в большинстве проб варьирует в пределах 120–300 г/т. Концентрация никеля изменяется в пределах 31–160 г/т, кобальта – 12–48 г/т. Все указанные особенности характерны для базальтов толеитовой серии и в полной мере сопоставимы с таковыми базальтов современных срединно-океанических хребтов.

В таблицах 1 и 2 приведены составы аксессуарных шпинелей и породообразующих минералов из перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива. Из этих данных следует, что перидотиты изученной территории сложены магниальным оливином (Fe_{91-92}), энстатитом и диопсидом. По соотношению содержаний Na_2O и Cr_2O_3 в клинопироксене (рис. 2а) изученные породы попадают в зону перекрытия полей шпинелевых перидотитов срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов и офиолитов.

Таблица 1

**Состав аксессуарных хромшпинелидов из шпинелевых перидотитов
Абдулкаримовского блока Присакмарского массива, мас. %**

№ п/п	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	TiO ₂	MnO	NiO	#Cr	#Mg
1	46.88	22.89	15.78	14.21	0.05	0.07	0.11	0.25	0.66
2	46.98	22.35	15.89	14.56	–	0.08	0.14	0.24	0.66
3	47.04	22.80	15.62	14.36	0.05	–	0.14	0.25	0.66
4	46.62	22.57	16.67	13.94	–	0.07	0.14	0.25	0.68
5	46.85	22.43	16.11	14.49	–	–	0.13	0.24	0.66
6	46.98	22.89	15.41	14.56	–	0.00	0.16	0.25	0.65
7	45.78	22.32	17.11	14.55	–	0.08	0.16	0.25	0.70
8	46.26	22.46	15.83	15.3	–	–	0.16	0.25	0.66
9	47.00	22.05	15.90	14.91	–	–	0.13	0.24	0.66
10	44.42	23.54	17.98	13.94	–	–	0.12	0.26	0.74
11	44.28	23.97	17.35	14.27	–	–	0.12	0.27	0.71
12	39.22	29.81	15.25	15.51	–	0.12	0.08	0.34	0.65
13	39.48	29.82	15.24	15.26	–	0.12	0.08	0.34	0.64
14	39.46	29.25	16.02	15.09	–	0.10	0.07	0.33	0.68
15	37.77	31.22	15.59	15.22	–	0.10	0.11	0.36	0.66
16	38.21	31.16	15.30	15.18	–	0.09	0.06	0.35	0.65
17	38.56	31.59	15.16	14.61	–	0.08	–	0.35	0.65
18	37.04	33.24	14.10	15.47	–	0.15	–	0.38	0.62
19	38.43	31.61	14.18	15.63	–	0.08	0.07	0.36	0.62

Примечание. Анализы 1–2 – обр. 3518/40; 3–9 – обр. 3518; 10–11 – обр. 3518А; 12–19 – обр. 3525. Здесь и в табл. 2 прочерк – компонент не определен, или его содержание ниже чувствительности метода; анализы выполнены в ИМин УрО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JCSA-733 (аналитик Е. И. Чурин).

Наиболее информативными характеристиками при сопоставлении составов аксессуарных хромшпинелидов из ультрабазитов массивов различных формационных типов являются относительная хромистость ($Cr\# = Cr/(Cr+Al)$) и магнезиальность ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^2)$), рассчитанные по формульным единицам элементов. На рис. 26 по литературным данным оконтурены поля составов аксессуарных шпинелей, встречающихся в перидотитах из различных современных геодинамических обстановок (ГДО). На ту же диаграмму нанесены фигуративные точки составов шпинелей из лерцолитов и гарцбургитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива, а также шпинели из апогарцбургитовых серпентинитов Байгускаровского массива [Зайков и др., 2009]. Хорошо видно, что состав шпинелидов Абдулкаримовского блока резко отличается от последних низкими содержаниями хрома и высокими – глинозема, что вместе с петрохимическими данными говорит о низкой степени деплетирования

Таблица 2

**Состав породообразующих силикатов из шпинелевых перидотитов
Абдулкаримовского блока Присакмарского массива, мас. %**

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Fo
1	43.44	—	—	8.03	0.13	47.99	—	—	—	0.42	0.91
2	40.42	—	—	8.60	0.13	50.45	—	—	—	0.40	0.91
3	41.24	—	—	8.58	0.15	49.65	—	—	—	0.38	0.91
4	43.68	—	—	8.39	0.12	47.41	—	—	—	0.39	0.91
5	43.39	—	—	8.25	0.13	47.83	—	—	—	0.40	0.91
6	45.33	—	—	8.07	0.10	46.08	—	—	—	0.41	0.91
7	42.22	—	—	7.30	—	50.06	0.04	—	—	0.38	0.92
8	40.13	—	—	9.21	0.16	50.06	0.04	—	—	0.39	0.91
9	55.97	—	2.66	6.22	0.14	34.12	0.37	—	0.45	0.07	—
10	56.23	—	2.63	6.28	0.16	33.68	0.46	—	0.48	0.09	—
11	52.16	—	3.19	2.00	0.10	17.46	23.61	0.33	1.15	-	—
12	51.67	—	3.32	2.07	0.13	17.57	23.75	0.40	1.10	-	—
13	54.23	0.12	2.29	2.02	0.13	17.41	22.73	0.34	0.73	-	—
14	54.00	0.16	2.19	1.92	0.14	17.66	22.88	0.26	0.72	0.07	—
15	52.86	—	2.44	2.01	0.12	17.74	23.73	0.26	0.83	—	—
16	54.35	0.09	2.64	2.34	0.10	19.16	20.15	0.27	0.91	—	—
17	53.49	—	2.35	1.95	0.09	17.87	23.02	0.35	0.89	—	—

Примечание. Анализы 1–6, 11–17 – обр. 3525; 7–10 – обр. 3518; минералы: 1–9 – оливин; 10–11 – ортопироксен; 12–17 – клинопироксен.

пород. При сопоставлении с составом хромшпинелидов современных ГДО выявляется сходство лерцолитов изученной площади с таковыми медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов.

Учитывая тот факт, что по составу хромшпинелей гарцбургиты Байгускаровского массива ранее были отнесены к островодужным [Зайков и др., 2009], следует констатировать совмещение в единой структурно-формационной зоне ультрабазитов различных ГДО. Подобное явление характерно для северной части Вознесенско-Присакмарской зоны, где массивы западной ее части представлены офиолитами с лерцолитовым типом разреза (Нуралинский, Миндякский, Тарлауский), а восточные – существенно гарцбургитовыми (Калканский, Аушкульский) [Савельева, 1987; Чаплыгина и др., 2002 и др.]. С другой стороны, наличие между высокobarических метаморфитах максютовского комплекса и Магнитогорской палеодуги практически неистощенных лерцолитов, сопоставимых с образованиями СОХ, ставит новые вопросы о геодинамических условиях проявления глаукофан-сланцевого метаморфизма зоны Уралтау.

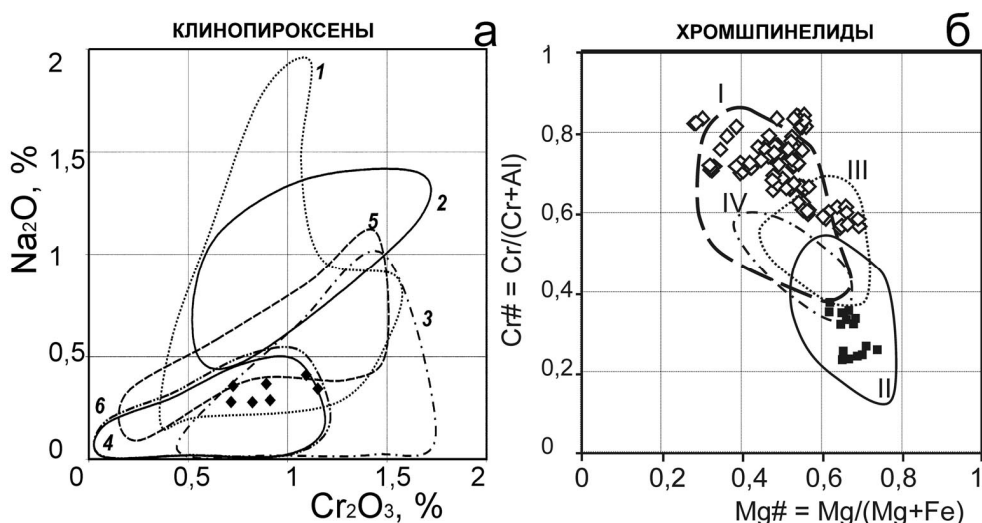


Рис. 2. Состав породообразующих минералов шпинелевых перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива.

а) поля составов ($\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O}$) клинопироксенов из хромшпинелевых перидотитов различного формационного типа: 1 – «орогенные» лерцолиты альпийского типа, 2 – ксенолиты из базальтов, 3 – перидотиты срединно-океанических хребтов, 4 – перидотиты глубоководных желобов, 5 – офиолитовые массивы «лерцолитового типа», 6 – офиолитовые массивы «гарцбургитового типа»; ромбами показаны составы пироксенов из перидотитов Абдулкаримовского блока Присакмарского массива;

б) поля составов акцессорных хромшпинелидов из перидотитов, драгированных в различных геодинамических обстановках: I – глубоководные желоба, II – «нормальные» медленно-спрединговые СОХ, III – «аномальные» медленно-спрединговые СОХ, IV – быстро-спрединговые СОХ. Составлены по данным работ [Магматические ..., 1988; Базылев, 2003; Геология ..., 1980; Савельева, 1987 и др.].

Литература

Базылев Б. А. Петролого-геохимическая эволюция мантийного вещества в литосфере: сравнительное изучение океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2003. 371 с.

Волошин В. Л., Михайлов Ю. Я., Терехин А. С. Геологическое строение района р. Крепостного Зилаира и среднего течения р. Сакмары на Ю. Урале // Отчет по геологической съемке масштаба 1:50 000 Юлдыбаевской партии за 1962–1966 гг. Уфа: БТГУ, 1967.

Геология дна Филиппинского моря / Под ред. акад. А. В. Пейве. М.: Наука, 1980. 261 с.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные горные породы / Под ред. Е. В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Чаплыгина Н. Л., Дегтярев К. Е., Савельева Г. Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25–37.

А. В. Сначев
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
savant@inbox.ru

Углеродистые отложения обрамления Ларинского купола (Южный Урал)

Ларинский купол расположен в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны на территории Пластовского листа (N-41-XIII), которую с запада от Магнитогорской мегазоны отделяет Уйско-Новооренбургская зона смятия, а с востока от Восточно-Уральской мегазоны – Муранкинская. Начало планомерным геологосъемочным работам в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны было положено в 30–50 гг. прошлого столетия Г. А. Мирлиным, Н. Ф. Мамаевым, Н. С. Симбирцевым. Следующий этап в ее изучении приходится на 60–80 гг. и связан с именем В. Ф. Турбанова, который заложил основы стратиграфии и тектоники. Современные представления о геологическом строении территории сложились в результате последних геологосъемочных работ в пределах листов: Миасского – N-41-VII [Петров и др., 2002ф], Пластовского – N-41-XIX [Моисеев и др., 2002ф] и Чесменского – N-41-XII [Тевелев и др., 2000ф].

Углеродистые отложения в пределах рассматриваемой территории согласно последним геологосъемочным работам выделяются только в пределах саитовской и булатовской толщ.

Породы **саитовской толщи (R₂?st)** слагают крупный блок, вмещающий Первомайский и Ларинский гранитные массивы (так называемый Ларинский купол). Свита названа по д. Саитова (северная часть листа N-41-VII), где она широко представлена и детально изучена. Свита имеет двучленное строение. Нижняя подтолща сложена амфиболитами на 80–90 %, а также амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и гранат-амфиболовыми плагиосланцами с прослоями биотитовых и гранат-биотитовых плагиосланцев, и кварцитов. Верхняя подтолща сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфиболовыми плагиосланцами с прослоями графитистых кварцитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу [Левин, Жилин, 1964ф]. На основании сходства разрезов с саитовской толщей Ильменогорского поднятия, возраст рассматриваемой толщи принят среднерифейским.

Булатовская толща (S₁₋₂bl) углисто-кремнистых сланцев впервые выделена Г. А. Мирлиным [1935ф] при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:100 000 на площади листа N-41-37-Г. Название свое толща получила по д. Булатово, где она была детально описана и фаунистически охарактеризована [Плюснин и др., 1965]. Толща картируется в виде полос субмеридионального простирания, ограниченных разломами, параллельными основным тектоническим нарушениям, или радиальными и дугowymi разломами вблизи палеовулканов. Местами границы подчеркнуты телами серпентинитов [Моисеев и др., 2002ф]. Толща однородна по составу, и сложена так называемыми фтанитами: углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. В низах толщи встречаются редкие прослои туфоалевролитов [Турбанов, 1988ф].

Нижняя граница булатовской толщи проводится по кровле последней мощной пачки туфогенно-осадочных пород. Перекрываются углисто-кремнистые сланцы вул-

каногенно-осадочными породами верхнего силура-нижнего девона. Верхняя граница булатовской толщи тектоническая. Возраст толщи принят на основании находок граптолитов у д. Булатово, которые позволяют датировать толщу как поздний лландовер на границе с венлоком. У п. Мирный найдены конодонты, характерные для позднего силура [Пучков, Иванов, 1989].

Аналитическая база по черным сланцам сайтовской и булатовской толщ создавалась в течение нескольких лет. Основной ее объем составляют данные, полученные при совместной работе с геологами ФГУГП «Челябинскгеосъемка» в ходе последней съемки листов N-41-VII и N-41-XIII [Петров и др., 2002ф; Моисеев и др., 2002ф]. Банк собственных анализов включает 79 силикатных (выполнены в ИГ УНЦ РАН, аналитик С. А. Ягудина) и 33 определения $C_{орг}$ (газометрический анализ, АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С. В. Кордюков).

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений использовалась диаграмма A-S-C, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры A ($Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$) и S ($SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)$) выражены в молекулярных количествах, параметр C ($CaO + MgO$) – в массовых долях оксидов.

Практически все анализы углеродистых отложений компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Обратная корреляция между параметрами A и S, а также C и S указывает, во-первых, на биохемогенный и вулканогенный источник кремнезема, а не на его терригенный привнос, а, во-вторых, на независимые источники кремнезема и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит CaO и избыток SiO_2 , присуща активно прогибающимся дистальным частям бассейнов.

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации Арамилско-Сухтелинской зоны однообразен: породообразующими являются кремнезем (по 93 анализам от 82 до 98 %, среднее 93.5 %) и $C_{орг}$, сумма остальных 12 окислов составляет порядка 5–10 %.

Содержания $C_{орг}$. Т.к. средние значения $C_{орг}$ в современных морских отложениях меньше 1 %, то это значение принимается как пограничное между углеродистыми и неуглеродистыми отложениями [Юдович, Кетрис, 1988]. Результаты анализа показывают, что рассматриваемые кремнисто-углеродистые сланцы относятся преимущественно к низкоуглеродистому и, реже к углеродистому типам. В анализах кремнистых сланцев булатовской толщи почти 100 % углерода составляет $C_{орг}$, на долю CO_2 приходятся ничтожные значения, что в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 0.95) и отсутствием карбонатов в разрезах говорит о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных «бескарбонатных» отложений возможно только на глубинах, сопоставимых с океаническими (от 3500 до 6000 м), где из-за резкого недосыщения морской воды $CaCO_3$ происходит растворение карбонатных раковин организмов, а радиолярии и диатомеи выпадают в осадок [Хворова и др., 1968; 1985; Страхов, 1978].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинской зоны использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Геохимическая..., 1986].

Гидролизатный модуль, $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород. Чем выше его зна-

чение, тем более сильное и глубокое выветривание претерпели исходные породы источников сноса и чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т.е. выше зрелость породы. По значениям модуля (0.01–0.06) все кремнисто-углеродистые отложения Арамилско-Сухтелинской зоны относятся к классу эвсилитов, из них 85 % к ультраэвсилитам, что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Алюмокремниевый модуль, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, служит для разделения глинистых и песчаных пород и также, как и гидролизатный, указывает на степень химического выветривания. По значениям алюмокремниевого модуля, все отложения булатовской и сайтовской толщ можно отнести к гипоглиноземистым породам, более того к подтипу кремнистых пород. Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей. Для рассматриваемых отложений характерна отчетливая положительная корреляция. Максимальное отклонение от линии тренда, равное 1, наблюдается для части отложений сайтовской свиты и булатовской толщи обрамления Ларинского купола, что говорит об увеличении доли вулканического материала в общем объеме примесей с востока на запад.

Закисный модуль, $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, отражает окислительные или восстановительные условия в бассейне осадконакопления. Для 90 % кремнисто-углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинской зоны характерно значение закисного модуля больше 1 (среднее по 86 образцам – 5.8). Это позволяет сделать вывод о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [Ефремова, Стафеев, 1985]. При этом часть железа восстанавливалась и отлагалась в виде пирита. Отложения сайтовской и часть анализов булатовской толщ характеризуются значениями закисного модуля меньше 1, что соответствует окислительной обстановке характерной для мелководного бассейна.

Кларковые содержания **фосфора**, основанные на 15 тыс. анализах, приняты от 0.3 до 0.4 % P_2O_5 [Холодов, 1973]. 95 % анализов кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи показывают значения ниже фоновых (среднее по 40 анализам – 0.09 %). Для черносланцевых отложений обрамления Ларинского купола средние содержания P_2O_5 составляют 0.31 %, а отдельные значения достигают резко аномальных, вплоть до рудогенных (1–2 %). Содержания P_2O_5 положительно коррелируют с алюмокремниевым модулем и карбонатностью, что указывает на привнос фосфора в бассейн седиментации совместно с вулканическим материалом. Причем тренды распределения анализов для разных свит полностью совпадают, что указывает на идентичность соотношения состава привносимого материала, разница лишь в его количестве.

Таким образом, изучение углеродистых отложений Ларинского купола показало:

1. Кремнисто-углеродистые отложения сайтовской свиты являются аналогами булатовской толщи, на что указывают идентичность геологического строения и химического состава.

2. Черносланцевые отложения булатовской толщи и сайтовской свиты относятся к низкоуглеродистому типу и попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей территории.

3. Палеогеографические условия накопления углеродистых отложений в пределах рассматриваемой площади были неоднородными. Наибольшее количество терригенной и вулканогенной примеси отмечается в составе отложений части сайтовской свиты и булатовской толщи обрамления Ларинского купола. Для них же фиксируется минимальная глубоководность, соответствующая окраине шельфа или континентальному склону.

Кремнисто-углеродистые отложения центральной части Пластовской площади образовались в глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнеземом, отлагалась биохемогенным путем, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его химическую «чистоту». Судя по значениям петрохимических параметров, привнос терригенного материала происходил с запада на восток.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 12-05-97003.

Литература

Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Шулепова А. Н., Лавренко Н. С. Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала // Геохимия. 1986. № 10. С. 1464–1476.

Горбачев О. В., Созинов Н. А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57.

Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.

Плюснин К. П., Плюснина А. А., Зенков И. И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. 1965. Сер. Геол. № 11. С. 121–123.

Пучков В. Н., Иванов К. С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала. Ежегодник-1988 ИГГ УФААН СССР. Свердловск, 1989. С. 4–7.

Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. Т. 1.

Хворова И. В., Лисицина Н. А., Богданов Ю. А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с.ш.) // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 275 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

М. В. Сначев¹, Д. Е. Савельев²

¹ – ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург
Snachev@yandex.ru

² – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Петрохимические особенности пород вулкано-плутонического комплекса надрудной толщи Амурского цинкового месторождения (Южный Урал)

Рассматриваемое в работе Амурское цинковое месторождение расположено в пределах зоны сочленения Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия на широте Суундукского гранитного массива. Вмещающая месторождение толща прослеживается в меридиональном направлении в виде расширяющейся к югу полосы

мощностью 800–850 м, сложенной ритмически переслаиваемыми мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами и известняками. По находкам амфибол толща датируется не моложе позднефранского подъяруса [Прокин и др., 1985]. Находки криноидей в рудовмещающей толще, сделанные О. В. Артюшковой и др. [Новые..., 2007], позволили отнести ее к силуру-среднему девону. По аналогии с более северными районами возраст толщи принимается средне-верхнедевонским (?).

В структурном отношении рассматриваемая территория представляется в виде брахиантиклинальной складки, осложняющей крыло синклинали, полого погружающейся к северу. В геологическом разрезе выделяются три толщи (снизу вверх): молассоидная (D_1 – D_2), терригенно-осадочная – флишоидная (D_{2-3}) и вулканогенная (D_3 – C_1).

Молассоидная толща сложена переслаиваемыми кварцитами и кварц-полевошпатовыми породами, образованными по аркозовым песчаникам и катаклазированным гранитам, внедрившимся в виде инъекций по слоистости пород. Отчетливо выражена слоистость пород, имеющая пологое падение под углом 15–20°. Верхний контакт толщи отчетливый без видимого несогласия и признаков тектонических нарушений [Прокин и др., 1985].

Отложения **терригенно-осадочной (флишоидной) толщи** развиты в центральной части участка, где прослежены в виде меридионально вытянутой полосы, расширяющейся в южном направлении. Они представлены ритмично переслаиваемыми алевролитами, глинистыми, углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми, биотитовыми и кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами и известняками. Общая мощность вскрытых отложений около 850 м.

Надрудная (вулканогенная) толща месторождения представлена преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, среди которых в подчиненных количествах встречаются плутонические породы основного и среднего состава. Значительную роль в составе толщи играют туфы и туффиты. Туфы представлены преимущественно кристаллокластическими, реже кристаллолитокластическими разновидностями, также встречаются туфолавы. Вулканыты надрудной толщи сложены преимущественно измененными диабазами с реликтовой диабазовой, реже – офитовой структурами. Наряду с диабазами, в строении толщи принимают участие базальтовые порфириты и долериты.

Прорывающие терригенную и вулканогенную толщи дайки высокотитанистых габбро и габбро-диабазов ориентированы преимущественно в меридиональном и северо-восточном направлении и часто дислоцированы позднейшими тектоническими движениями.

Общая выборка химических анализов из надрудной толщи Амурского месторождения включает 118 проб, из которых 35 составляют базальты и базальтовые порфириты, 40 – диабазы, 30 – габбро и габбро-диабазы, 5 – диориты, 8 – кремнекислые породы (3 – граниты, 3 – риодациты, 1 – плагиогранит и 1 – гранодиорит). Анализы выполнены химическим методом в Институте геологии УНЦ РАН (аналитик С. А. Ягудина).

Основной классификационной диаграммой для магматических пород является диаграмма SiO_2 –(Na_2O+K_2O), позволяющая разделять породы нормальной, субщелочной и щелочной серий. Разделение пород нормальной щелочности и субщелочной серий проводилось с использованием линейной дискриминантной функции, имеющей вид $0.0145? SiO_2 - 0.056?(Na_2O + K_2O) = 0.4824$ [Магматические ..., 1983]. В свою

очередь, базальты нормальной щелочности разделялись по критерию Мияширо ($\Sigma \text{FeO}/\text{MgO} = 0.1562? \text{SiO}_2 - 6.685$) на толеитовые и известково-щелочные.

Изученные нами вулканогенные породы практически полностью представлены базальтами субщелочного ряда, более кислые разности встречаются очень редко: это, как правило, субвулканические габбро-диориты, диориты, риолит-порфиры. На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ составы пород надрудной толщи большей частью попадают в поля трахибазальтов натриевого ряда (гавайитов), в меньшей степени, представлены толеитовые базальты, трахиандезибазальты натриевого ряда (муджериты) и тефриты (базаниты).

Все изученные нами магматические породы характеризуются натриевой специализацией ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-20$, обычно $5-10$), повышенными значениями суммы щелочей (до 8.12%), а также стабильно высокими содержаниями окиси титана ($1.31-3.3\%$).

Сопоставление базальтоидов надрудной толщи Амурского месторождения с основными вулканитами, слагающими различные возрастные уровни в пределах Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон, показало, что они обнаруживают сходство лишь с базальтами березовской свиты (C_{1t-v_1}), на что было обращено внимание еще при проведении поисковых работ в районе [Штейнберг и др., 1976].

От базальтов однородной поляковской формации их отличает повышенная щелочность, от базальтов контрастных и последовательно-дифференцированных формаций (баймак-бурибайской, карамалыташской, ирендыкской и кизильской) – повышенные содержания в породах окиси титана. Описание субщелочных магматических пород, развитых в окрестности горы Аркаим по данным [Бочкарев, Язева, 2000], показывает значительное их сходство с базальтоидами надрудной толщи Амурского месторождения. При сравнении базальтоидов Амурского месторождения с основными эффузивами различных геодинамических обстановок обнаруживается их сходство с континентально-рифтогенными образованиями и резкое отличие от островодужных. Вместе с тем, от типичных базальтов континентальных рифтов их отличают более значительные вариации глиноземистости и резко выраженная натриевая специализация вулканитов. На диаграмме $\text{al}' - \text{TiO}_2$ рой точек, характеризующих составы базальтов Амурского месторождения, охватывает одновременно поля базальтов как эпиплатформенных, так и эпиорогенных рифтов.

При сопоставлении амурских вулканитов с базальтами Восточно-Уральской мегазоны выявляется их почти полное сходство с субщелочными ордовикскими базальтами, обнажающимися в районе г. Троицка и относимыми к увельской свите [Мамаев, 1965; Ключина, 1985]. Ранее нами было показано, что формирование увельских базальтов происходило в континентальных условиях в режиме эпиорогенного рифтогенеза [Савельев и др., 2006].

Несмотря на сходство амурских базальтоидов с основными породами березовской свиты, первые обладают, в целом, более высокой щелочностью. Кроме того, в составе березовской свиты заметным распространением пользуются кислые эффузивы, а в надрудной толще Амурского месторождения они весьма редки и встречены лишь на глубоких горизонтах северо-западного фланга.

Интрузивные породы, пространственно ассоциирующие с базальтами, обнаруживают более значительные вариации содержания SiO_2 . Наряду с субщелочными габброидами здесь встречаются диориты (монцодиориты). По соотношению кремнекислотности и суммы щелочей основные и средние полнокристаллические породы также принадлежат к субщелочной серии.

Более широкий спектр составов plutonic пород связан, скорее всего, с процессами кристаллизационной дифференциации. Исходя из единой сериальной принадлежности всех рассмотренных магматических пород, габброиды и диориты следует считать комагматами базальтоидов надрудной толщи.

На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки составов основных и средних полнокристаллических пород попадают в поля субщелочных габбро, кварцевых диоритов и монцодиоритов, реже встречаются субщелочные диориты и монцониты.

По соотношению суммы щелочей и окиси титана изученные породы попадают в поле составов габбро-гранитной формации и перекрываются с роем точек, характеризующим состав пород интрузий Магнитогорской группы [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Таким образом, в надрудной толще Амурского месторождения, скорее всего, обнажены верхние части разреза габбро-гранитных комплексов раннекаменноугольной рифтогенной стадии. Следует отметить, что по рассматриваемым параметрам габброиды и диориты Амурского месторождения значительно отличаются от аналогичных пород других формаций Урала – как офиолитовых, так и ассоциирующих с гипербазитами Платиноносного пояса.

Проведенный выше анализ геолого-петрографических и петрохимических особенностей вулканогенных и plutonic пород надрудной толщи Амурского месторождения позволяет сделать ряд выводов об условиях их формирования:

1. Породы эффузивной (базальты, диабазы) и интрузивной фации (габбро-диабазы, габброиды и диориты) являются комагматичными, первые представляют собой недифференцированную выплавку, а вторые являются производными того же расплава, образовавшимися в ходе кристаллизационной дифференциации в промежуточном очаге.

2. Базальты надрудной толщи по большинству петрохимических характеристик сопоставимы с вулканитами березовской толщи, образование которой связывается с «пассивным» рифтогенезом на активной континентальной окраине в раннем карбоне.

3. Интрузивные породы надрудной толщи по петрохимическим параметрам сопоставимы с представителями габбро-гранитной формации Магнитогорской мегазоны.

4. Для изученного разреза надрудной толщи не характерны кремнекислые породы, что отличает участок Амурского месторождения от петротипов как березовской свиты, так и габбро-гранитной формации Магнитогорского района.

Литература

- Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, 2000. 256 с.
- Клюжина М. Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1 / Под ред. О. А. Богатикова. М.: Наука, 1983. 366 с.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1965. Тр. ИГ. Вып. 73. 169 с.
- Артюшкова О. В., Куриленко А. В., Якупов Р. Р. и др. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Ю. Урал) // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 38–39.
- Прокин В. А., Нечухин В. И., Сопко П. Ф. и др. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.
- Савельев Д. Е., Сначев А. В., Пучков В. Н., Сначев В. И. Габбро-гипербазитовые массивы Арамилско-Сухтелинской зоны (Южный Урал): петрогеохимия и геодинамика // Геология,

полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 112–115.

Штейнберг А. Д., Абдуллин Р. З., Скопина Н. А. и др. Отчет о результатах геофизических и геолого-поисковых работ м-ба 1: 25000 на площади Амамбайской и Амурской рудоносных зон в Агаповском, Кизильском и Брединском районах Челябинской области за 1972–76 гг. Магнитогорск: фонды ЧКГРЭ, 1976. 429 с.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии / *Г. Б. Ферштатер, Л. В. Малахова, Н. С. Бородин* и др. М.: Наука, 1984. 264 с.

Д. А. Артемьев¹, И. В. Жилин²

¹ – *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*
artemyev@mineralogy.ru

² – *Челябинский государственный университет, г. Челябинск*

³ – *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Хромшпинелиды из серпентинитов Круглогорского железо-скарнового месторождения (Южный Урал)

Круглогорское месторождение расположено в 15 км к юго-западу от г. Миасса (Челябинская обл.) и приурочено к северной части Присакмаро-Вознесенской структурно-формационной зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Месторождение относится к скарново-магнетитовой рудной формации [Жилин и др., 1974ф]. На рудном поле известны многочисленные протрузионные тела серпентинитов, среди которых можно выделить три типа – субгоризонтальный и два субвертикальных. Наиболее ранние меланжированные серпентиниты Узынкырского пояса слагают восточное крыло, подстилают круглогорскую синформу и часто содержат блоки габброидов. Рудовмещающие пологопадающие тела серпентинитов залегают совместно с мраморами в вулканогенно-осадочной круглогорской толще. Падение тел серпентинитов северо-западное под углом 30–50°, согласное с падением вмещающих пород. Мощность тел серпентинитов достигает 300–350 м. К контактам тел серпентинитов с известняками и вулканитами в зоне экзоконтакта Круглогорского габбро-диоритового массива приурочены магнетитовые тела. Поздние субвертикальные серпентинитовые тела ограничивают с запада круглогорскую синформу. Мощность их достигает 300 м.

Целью работы было установление геодинамической обстановки формирования серпентинитов Круглогорского рудного поля, одной из показателей которой является состав хромшпинелидов. По минеральному составу выделяются лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты, развитые во всех типах протрузий [Жилин и др., 1974ф]. Наиболее широко развиты лизардит-антигоритовые апогарцбургитовые разности с подчиненным количеством аподунитовых. Серпентиниты представлены темно-зелеными, серо-зелеными до черного цвета породами с массивной, полосчатой и пятнистой текстурами. Часто имеют бластопорфировую структуру, сформированную реликтами пироксена, замещенного баститом, также встречаются листоватые, тонковолокнистые, пластинчатые и реликтовые полигонально-зернистые и петельчатые структуры, как с окаймлением петель лизардита магнетитом, так и без него. В качестве вторичных минералов по серпентинитам развиваются карбонаты, тальк, хлорит с размером зерен до первых миллиметров.

Из акцессорных минералов широкое распространение имеют магнетит и хромшпинелиды, также встречаются сульфиды. В зонах контакта с габбро-диоритовым массивом серпентиниты и их метасоматиты преобразованы до пироксенитов и верлитов.

Состав серпентинитов однороден (табл. 1). Главные породообразующие элементы варьируют в пределах (мас. %): SiO_2 38.1–44.4, MgO 32.7–38.6, CaO 0–2.4. Отмечаются повышенные содержания железа, особенно трехвалентного: FeO 1.0–5.6 мас. %, Fe_2O_3 – 2.7–8.6 мас. %.

Хромшпинелиды в серпентинитах представлены редкими идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами октаэдрического и кубоктаэдрического габитуса, а также единичными округлыми зернами. Размер кристаллов и зерен колеблется от 0.01 до 0.2 мм, в среднем составляя 0.06–0.1 мм. Хромшпинелиды не содержат хроммагнетитовые и магнетитовые каймы и включения. Иногда хромшпинелиды раздроблены и слагают цепочки зерен.

Состав хромшпинелидов показывает широкие вариации содержаний Cr_2O_3 от 39.9 до 52.9 мас. % со значительным содержанием суммарного Fe, концентрации которого изменяются в пределах от 31.9 до 42.5 мас. %, доля Fe_2O_3 достигает 18 мас. % (табл. 2). По содержанию Fe хромшпинелиды отчетливо делятся на две группы: субферриалюмохромиты (ΣFeO 34.4–42.5 мас. %), характерные для серпентинитов рудных зон, и субферрихромиты (ΣFeO 28.4–34.0 мас. %), представленные в субвертикальных телах. Отмечаются незначительные содержания MgO в пределах 0.9–7.7 мас. %, которые в первой группе составляют 0.88–2.0 мас. %, а во второй – 5.6–7.7 мас. %. Для хромшпинелидов также характерны повышенные содержания TiO_2 (до 0.74 мас. %).

Высокие содержания TiO_2 в хромшпинелидах из серпентинитов Круглогорского месторождения, которые соответствуют хромшпинелидам пород надсубдукционных обстановок [Kamenetsky et al., 2001], указывают на их формирование в предостроводужной обстановке и преобразовании при воздействии магматизма. Аналогичные хромшпинелиды также известны в породах габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации Таловского массива, расположенного севернее [Рыкус и др., 2009].

На диаграмме составов хромшпинелидов из серпентинитов надсубдукционной природы наблюдается увеличение ожелезнения хромита от серпентинитов колчеданных месторождений южного сегмента ГУРа [Зайков и др., 2009] до северной части Узынкырского пояса на Круглогорском рудном поле (рис.). Ожелезнение хромшпинелидов часто объясняется наложенными процессами гидротермального преобразования серпентинитов [Силаев и др., 2008] или низкотемпературного метаморфизма в коровых условиях [Рыкус и др., 2009]. Отмечаются повышенные содержания ZnO в хромшпинелидах из серпентинитов рудных зон, достигающие 1.0 мас. %, в отличие от аналогов из субвертикальных тел серпентинитов, что также указывает на их эпигенетическое преобразование при гидротермально-метасоматических процессах [Силаев и др., 2008]. Повышенные содержания Fe и Zn в хромшпинелидах Круглогорского месторождения, вероятно, связаны с внедрением габбро-диоритовой интрузии, приводившей к прогреву пород, и влиянием скарнирования и метасоматоза с преобразованием хромшпинелидов до высокожелезистых и высокоцинковистых разновидностей.

Наличие трех типов протрузий серпентинитов на Круглогорском месторождении (двух дорудных и одного пострудного), установленное по их взаимоотношению с вмещающими породами и рудными телами, отражает тектоногенез рудного поля. Сходные петрологические характеристики серпентинитов указывают на единство их первоисточника, а различия в геохимических особенностях хромшпинелидов – на

Таблица 1

Средний состав серпентинитов Круглогорского месторождения (мас. %), по [Жилин и др., 1974ф]

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	f	fm
Серпентиниты из межпластовых (субгоризонтальных) тел в круглогорской толще														
№ = 7	40.43	0.04	1.19	5.43	3.74	0.16	35.99	0.65	0.11	0.10	0.06	11.80	0.28	1.26
Серпентиниты из крутопадающих (субвертикальных) тел														
№ = 10	40.07	0.08	1.56	5.59	2.47	0.10	36.78	0.73	0.10	0.07	0.04	12.11	0.27	1.26

Таблица 2

Составы хромшпинелидов из серпентинитов Круглогорского рудного поля (мас. %)

№ скв.	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	MgO	ΣFeO	MnO	ZnO	Cr#	Mg#	ZFe ³⁺	Сум- ма	Формула
Хромшпинелиды из серпентинитов рудных зон (межпластовых)													
скв. 80	52.43	8.79	0.09	0.00	0.88	34.60	0.92	0.80	74.9	4.9	6.4	98.50	(Fe _{0.90} Mg _{0.05} Mn _{0.03} Zn _{0.02})(Cr _{1.50} Al _{0.37} Fe _{0.13}) ₂ O ₄
скв. 80	52.67	9.42	0.09	0.00	0.88	34.41	0.91	0.91	74.4	5.0	5.8	99.28	(Fe _{0.90} Mg _{0.05} Mn _{0.03} Zn _{0.02})(Cr _{1.49} Al _{0.40} Fe _{0.11}) ₂ O ₄
скв. 293	42.52	11.14	0.52	0.11	2.00	38.80	1.09	1.04	60.8	11.5	15.5	97.21	(Fe _{0.83} Mg _{0.11} Mn _{0.03} Zn _{0.03})(Cr _{1.22} Al _{0.47} Fe _{0.31}) ₂ O ₄
скв. 293	41.84	10.24	0.54	0.16	1.87	41.69	0.72	0.44	60.1	10.5	18.0	97.50	(Fe _{0.87} Mg _{0.10} Mn _{0.02} Zn _{0.01})(Cr _{1.20} Al _{0.44} Fe _{0.36}) ₂ O ₄
скв. 293	39.86	12.26	0.67	0.23	1.99	42.32	0.63	0.36	56.3	10.9	17.9	98.31	(Fe _{0.87} Mg _{0.11} Mn _{0.02} Zn _{0.01})(Cr _{1.12} Al _{0.52} Fe _{0.36}) ₂ O ₄
скв. 293	40.90	12.27	0.67	0.20	1.62	41.57	0.62	0.36	57.9	8.9	16.2	98.19	(Fe _{0.88} Mg _{0.09} Mn _{0.02} Zn _{0.01})(Cr _{1.16} Al _{0.52} Fe _{0.32}) ₂ O ₄
скв. 293	40.85	11.93	0.61	0.16	1.75	41.80	0.65	0.34	57.9	9.6	16.9	98.09	(Fe _{0.88} Mg _{0.09} Mn _{0.02} Zn _{0.01})(Cr _{1.16} Al _{0.50} Fe _{0.34}) ₂ O ₄
скв. 293	43.49	11.03	0.57	0.17	1.93	40.27	0.77	0.55	61.4	10.7	15.4	98.79	(Fe _{0.86} Mg _{0.10} Mn _{0.02} Zn _{0.02})(Cr _{1.23} Al _{0.46} Fe _{0.31}) ₂ O ₄
скв. 293	45.63	9.95	0.57	0.15	1.87	39.33	0.51	0.28	65.0	10.3	13.9	98.29	(Fe _{0.88} Mg _{0.10} Mn _{0.01} Zn _{0.01})(Cr _{1.30} Al _{0.42} Fe _{0.28}) ₂ O ₄
скв. 293	41.58	11.29	0.74	0.34	1.84	42.49	0.85	0.46	65.0	10.3	13.9	99.59	(Fe _{0.88} Mg _{0.10} Mn _{0.01} Zn _{0.01})(Cr _{1.30} Al _{0.42} Fe _{0.28}) ₂ O ₄
Хромшпинелиды из субвертикальных тел серпентинитов													
скв. 30	48.64	7.92	0.43	0.17	6.10	33.43	0.33	0.12	68.5	32.8	15.0	97.14	(Fe _{0.66} Mg _{0.33} Mn _{0.01})(Cr _{1.37} Al _{0.33} Fe _{0.30}) ₂ O ₄
скв. 30	48.85	7.84	0.43	0.18	6.14	34.02	0.39	0.12	68.3	32.8	15.5	97.97	(Fe _{0.66} Mg _{0.33} Mn _{0.01})(Cr _{1.36} Al _{0.33} Fe _{0.31}) ₂ O ₄
скв. 30	50.57	6.24	0.48	0.18	5.56	34.03	0.44	0.12	71.7	30.2	15.1	97.62	(Fe _{0.69} Mg _{0.30} Mn _{0.01})(Cr _{1.44} Al _{0.26} Fe _{0.30}) ₂ O ₄
скв. 21	52.34	7.42	0.49	0.16	7.66	28.38	0.25	0.00	73.2	40.7	11.3	96.69	(Fe _{0.59} Mg _{0.40} Mn _{0.01})(Cr _{1.46} Al _{0.31} Fe _{0.23}) ₂ O ₄
скв. 21	52.91	7.60	0.47	0.17	7.09	28.74	0.25	0.00	73.9	37.6	10.3	97.21	(Fe _{0.62} Mg _{0.37} Mn _{0.01})(Cr _{1.48} Al _{0.32} Fe _{0.20}) ₂ O ₄
скв. 21	52.93	7.78	0.44	0.16	4.64	31.85	0.35	0.00	74.5	24.9	9.2	98.15	(Fe _{0.74} Mg _{0.25} Mn _{0.01})(Cr _{1.49} Al _{0.33} Fe _{0.18}) ₂ O ₄

Примечание. ΣFeO – FeO+Fe₂O₃. Основные расчетные параметры: Cr# = 100Cr/(Cr+Al), Mg# = 100Mg/(Mg+Fe²⁺), ZFe³⁺ – доля трехвалентного железа в R³⁺. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе JEOL JСХА-733 (Институт минералогии УрО РАН, аналитик Е. И. Чурин).

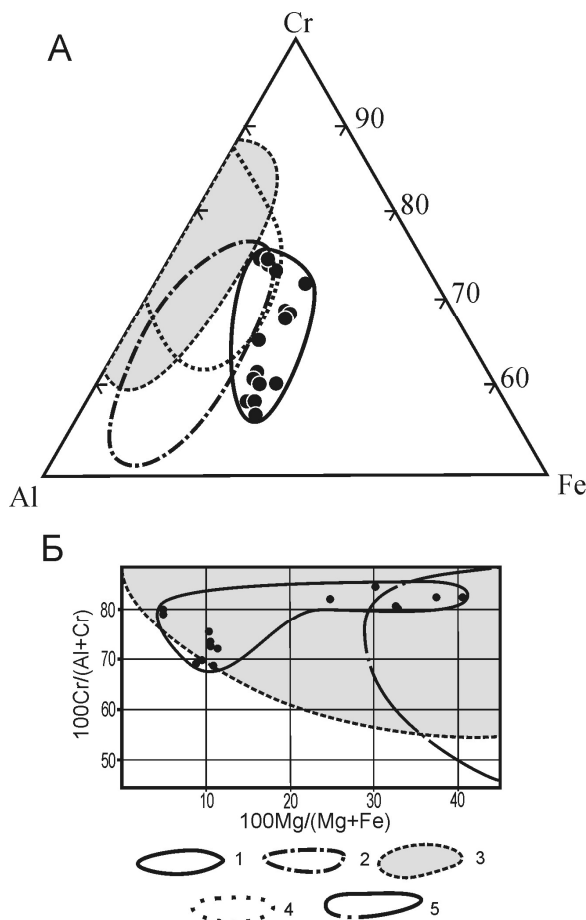


Рис. Составы хромшпинелидов из серпентинитов скарновых и колчеданных рудных полей Главного Уральского разлома на диаграмме Н. В. Павлова (А) и составы хромшпинелидов из серпентинитов основных геодинамических обстановок на диаграмма Т. Ирвайна (Б):

1 – хромшпинелиды из апогарцбургитовых серпентинитов Круглогорского рудного поля (Узынкырский пояс); 2 – хромшпинелиды из серпентинитов Ишкининского и Байгускаровского массивов [Зайков и др., 2009]; 3 – хромшпинелиды из серпентинитов Таловского массива [Рыкус и др., 2009; Бажин и др., 2010]; 4 – хромшпинелиды из тальк-карбонатных метасоматитов Ишкининского массива [Зайков и др., 2009]; 5 – поле составов хромшпинелидов глубоководных желобов [Бажин и др., 2010].

разновременное внедрение. Первые два типа протрузий формировались до скарнирования, в связи с чем подверглись большему преобразованию в коровых условиях, связанному с внедрением Круглогорского габбро-ди-

оритового массива. Это отражено в составе хромшпинелидов, отличающихся повышенной железистостью и цинковистостью, отражающих степень метаморфизма ультрабазитов [Бажин и др., 2010]. Внедрение протрузий, ограничивающих круглогорскую синформу с запада, связано с более поздними коллизионными процессами, уже после формирования рудных скарнов, что отражено в меньшей железистости хромшпинелидов из субвертикальных тел.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № 14.740.11.1048). Авторы благодарны В. В. Зайкову и Е. И. Чурину за помощь в выполнении работы.

Литература

Бажин Е. А., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Магнитогорской и Тагильской мегазон: строение и условия формирования. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 244 с.

Жилин И. В., Плохих Н. А., Яковенко Л. И., Мурдиг З. М. Составление прогнозной карты на железные руды масштаба 1: 50 000 по северной части Круглогорской железорудной зоны. Челябинск, 1974ф.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Артемьев Д. А., Юминов А. М., Симонов В. А., Дунаев А. Ю. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.

Рыкус М. В., Бажин Е. А., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология и геохимические особенности ультрабазитов и габброидов зоны сочленения Южного и Среднего Урала (Кыштымская площадь) // Геология и геофизика. 2009. Т. 7. № 1. С. 72–80.

Силаев В. И., Шабалин В. Н., Голубева И. И., Хазова А. Ф., Белоусова Е. А. О цинксо-держащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН. 2008. № 8. С. 6–16.

Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 655–671.

М. П. Козинцева

*Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт,
г. Минск,
kozintseva.marina@gmail.com*

**Геологическое строение и вещественный состав
Столбцовского рудоносного габброидного массива, Беларусь**
(научный руководитель Н. В. Аксаментова)

Столбцовский интрузивный массив габброидов находится в одноименном районе Минской области близ д. Стецки и относится к русиновскому комплексу верхнего архея [Полезные..., 2002]. Впервые массив был вскрыт в 1976 г. в ходе проведения поисково-разведочных работ при глубинном геологическом изучении и гидрогеологической съемке, выполненными Белорусской геолого-гидрогеологической экспедицией [Левый и др., 1990]. Массив представляет собой интрузивное тело линзовидно-пластовой формы максимальной мощностью 1000 м, вытянутое в северо-восточном направлении на 6.4 км согласно с простиранием вмещающих пород. В плане массив имеет овальную форму; площадь его составляет 6.4±0.8 км². Вмещающими породами с северной стороны являются кварцевые диориты, с южной – плагиогнейсы и амфиболиты (рис. 1).

Петрографическая характеристика пород основана на изучении 1400 шлифов из 17 скважин, вскрывших Столбцовский массив. В его составе преобладают актинолитизированные средне- и крупнозернистые габброиды, местами превращенные в тремолит-актинолитовые и хлорит-тремолит-актинолитовые породы. В нижней части массива встречаются относительно слабо измененные оливиновые габбро и троктолиты. Среди габброидов повсеместно распространены тонко- и мелкозернистые диабазы и аподиабазовые амфиболиты, слагающие, по-видимому, дайки мощностью от долей метра до 20–35 м.

Габбро актинолитизированное – самая распространенная порода в массиве. Состоит из плагиоклаза, представленного лабрадором № 50–60 (40–60 %), и амфиболом ряда тремолит-актинолит (20–50 %). В количественном отношении преобладает светло-зеленый актинолит в виде скоплений разновеликих зерен неправильной формы с «занозистыми» окончаниями, по которому нередко развиваются удлиненно-

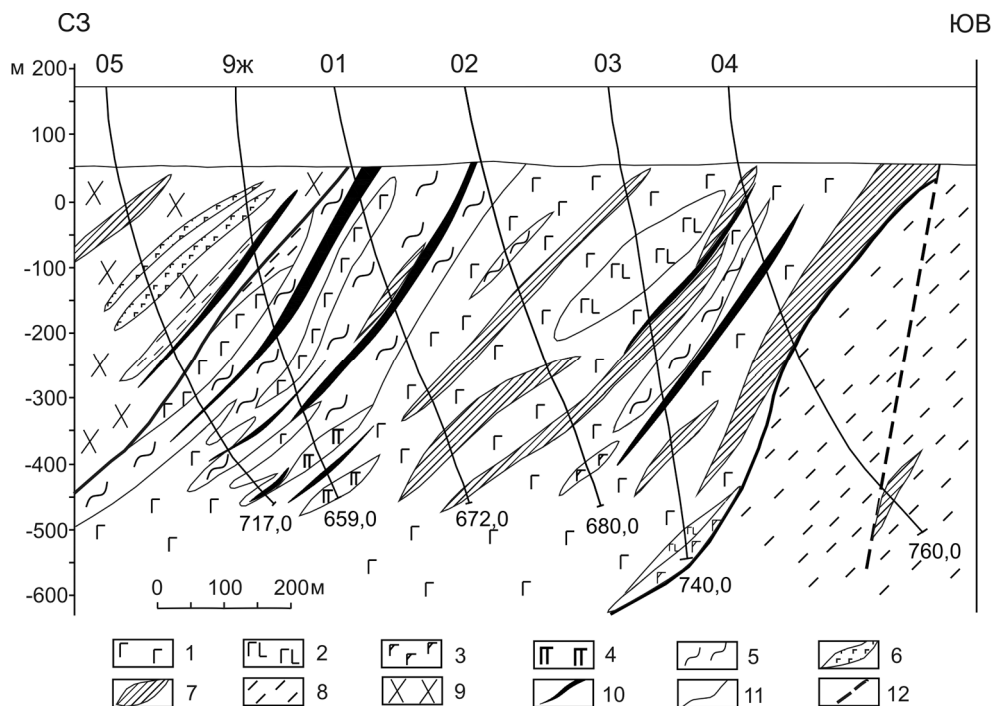


Рис. 1. Схематический продольный разрез Столбцовского массива.

1 – габбро; 2 – габбро-нориты; 3 – оливковое габбро; 4 – троктолиты; 5 – актинолититы; 6 – диабазы; 7 – аподиабазовые амфиболиты; 8 – плагиогнейсы; 9 – диориты; 10 – зоны оруденения; 11 – предполагаемые геологические границы; 12 – тектонические нарушения.

призматические и игольчатые кристаллы бесцветного тремолита. Помимо него вторичными минералами являются бледно-зеленый хлорит, бурый биотит и скаполит. Изредка среди вторичных минералов встречаются реликты клинопироксена. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рудные – пиритом, халькопиритом, пентландитом, магнетитом. Структура пород реликтовая призматически-офитовая средне- и крупнозернистая, текстура массивная.

Габбро-нориты представляют собой относительно слабо амфиболизированные зеленовато-серые породы, состоящие из плагиоклаза (45–65 %), ромбического и моноклинного пироксенов (25–45 %). Более поздними минералами являются актинолит и биотит, рудными – сульфиды и магнетит. Структура пород габбровая, в основном, среднезернистая. Текстура массивная, пятнистая.

Габбро оливковое слагает пластовые тела среди амфиболизированных габброидов. Состоит из плагиоклаза (60–70 %), оливина (5–15 %), моноклинного пироксена (10–15 %). Оливин представлен субизометричными, неправильными зернами размером 0.5–2.0 мм, нередко окруженными каймами моноклинного пироксена. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, титаномagnetитом, вторичные – амфиболом, хлоритом. Структура породы габбровая, иногда келифитовая, средне- и крупнозернистая, текстура массивная.

Троктолиты предположительно являются наиболее ранними породами массива. Состоят из оливина (50–70 %), плагиоклаза (20–30 %), моноклинного пироксена (10–15 %), амфибола. Оливин представлен округлыми или неправильной формы зернами размером около 2–3 мм, окруженными реакционными каемками моноклинного пироксена. В оливине наблюдаются многочисленные микровключения рудного минерала. Вторичные минералы представлены хлоритом. Структура пород келифитовая, среднезернистая.

Актинолититы и хлорит-тремолит-актинолитовые сланцы представляют собой сланцеватые породы зеленовато-серого цвета. Состоят из актинолита и тремолита (40–95 %), хлорита (15–45 %), биотита (до 15 %), плагиоклаза (2–5 %). В виде редких зерен присутствуют сфен, апатит, скаполит, эпидот, турмалин, карбонат, магнетит, шпинель. Повсеместно отмечается рассеянная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Структура пород мелко- и среднезернистая, лепидонематобластовая, текстура сланцеватая, линзовидно-сланцеватая.

Диабазы и аподиабазовые амфиболиты состоят из плагиоклаза (30–40 %) и голубовато-зеленой роговой обманки (40–60 %). Иногда встречается моноклинный пироксен. Характерно присутствие тонкой вкрапленности магнетита, сфена, сульфидов. Структура пород тонко- и мелкозернистая нематогранобластовая, гранобластовая, реликтовая офитовая, текстура сланцеватая или массивная.

Для химической характеристики пород использовались результаты силикатных анализов, выполненных в разные годы в различных лабораториях, и данные приближенно-количественного спектрального анализа, производившегося ранее в спектральной лаборатории Производственного объединения «Центрказгеология» (г. Караганда).

Все породы обладают общими чертами химизма (таблица): низкой железистостью (0.30–0.50), преобладанием закисной формы железа над окисной, умеренной глиноземистостью ($al' \leq 1.0$), преобладанием натрия над калием, низкой титанистостью.

Исключением являются амфиболиты, в которых содержание TiO_2 составляет 1.9–2.2 %. Габбро-нориты и оливиновые габбро выделяются повышенными содержаниями CaO (до 13.97 %). Наблюдается сходство химического состава троктолитов и актинолититов (высокое содержание MgO – 16–27 %, низкое TiO_2 – 0.25 %), что позволяет предполагать образование последних преимущественно за счет оливинсо-держающих пород ультрамафитового состава.

Содержание большинства микроэлементов во всех разновидностях пород (см. табл.) близко к кларкам в основных породах, по А. П. Виноградову [1962]. Характерно присутствие повышенных аномальных содержаний Cr (до 2000 г/т), Ni (до 2000 г/т), Co (до 120 г/т), Cu (до 4000 г/т), V (до 500 г/т), наибольшее число которых приходится на актинолититы, к которым приурочены зоны медно-никелевого оруденения, представленного линзовидными залежами сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, галенит, марказит) мощностью от 5 до 23 м (см. рис. 1).

На диаграмме AFM (рис. 2) фигуративные точки химического состава пород Столбовского массива образуют два обособленных ореола. При этом точки габброидов в виде компактной группы сосредоточены в поле повышенной магнезиальности, тогда как амфиболиты образуют ореол, вытянутый к вершине FeO^* и несколько смещенный в сторону щелочей от линии дифференциации габброидов Скергаардского интрузива [Wager, 1939]. Разобщенность ореолов указывает, по-видимому, на отсутствие генетической связи этих групп пород, несмотря на их тесную пространственную ассоциацию, и более позднее образование дайкового комплекса.

Т а б л и ц а

Средний химический состав пород Столбцовского массива

Оксиды, мас. %, элементы, г/г	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48.20	48.72	51.42	50.13	43.48	44.74	45.95	48.72	52.36	47.30
TiO ₂	0.37	0.43	0.47	0.35	0.28	0.25	1.94	2.14	0.77	0.52
Al ₂ O ₃	18.35	14.82	16.39	16.96	14.04	10.89	14.38	14.90	9.22	10.80
Fe ₂ O ₃	1.66	1.78	1.08	1.03	2.75	2.35	4.48	3.61	1.43	3.31
FeO	5.08	6.37	4.84	4.73	6.42	8.10	10.50	8.55	9.55	12.90
MnO	0.12	0.16	0.13	0.13	0.16	0.19	0.26	0.20	0.21	0.21
MgO	10.17	11.49	9.49	9.37	18.29	21.08	7.20	6.34	10.45	7.80
CaO	11.43	11.84	13.27	13.83	8.81	6.22	10.70	9.68	10.36	10.50
Na ₂ O	1.81	1.51	1.77	1.78	1.24	0.73	2.12	2.64	2.35	2.70
K ₂ O	0.45	0.39	0.42	0.23	0.12	0.22	0.27	0.67	0.26	0.17
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.08	0.03	0.03	0.04	0.43	0.59	–	–
SO ₃	0.27	0.27	0.22	0.06	0.02	0.24	0.27	0.22	–	–
П.п.п	1.72	1.95	0.78	1.05	4.17	4.85	1.40	1.59	–	–
Сумма	99.69	99.78	100.36	99.68	99.81	99.90	99.90	99.85	96.96	96.21
Фоб	0.40	0.42	0.39	0.39	0.34	0.34	0.68	0.66	0.52	0.68
al'	1.09	0.76	1.08	1.13	0.54	0.36	0.65	0.82	0.43	0.86
Na ₂ O/K ₂ O	5.04	4.85	8.07	14.59	10.33	5.50	7.89	4.58	9.04	11.36
Число проб	25	48	2	2	8	39	2	35	15	1
V	90	110	150	80	70	73	300	170		
Cr	370	320	330	280	300	290	115	210		
Ni	200	190	150	230	470	300	40	110		
Co	55	51	50	56	120	80	55	50		
Sc	20	37	40	40	17	22	45	35		
Cu	100	71	100	80	125	73	65	70		
Pb	6.0	5.3	5.0	4.7	4.0	4.3	3.0	6.5		
Zn	70	71	71	62	100	80	175	90		
Sr	250	320	230	350	200	200	300	350		
Ba	170	215	180	150	150	190	–	250		
Be	1.5	0.8	0.6	0.7	0.6	0.8	–	1.1		
Zr	120	47	30	58	20	35	25	90		
Nb	7.5	6.2	6.0	4.3	4.0	6.0	7.0	6.5		
Y	13	17	11	19	8.5	13.0	27.5	25		
Число проб	16	189	11	6	9	43	2	108		

П р и м е ч а н и е . 1–2 – габбро актинолитизированное; 3 – габбро-нориты; 4 – оливковое габбро; 5 – троктолиты; 6 – актинолититы; 7 – диабазы; 8 – аподиабазовые амфиболиты; 9 – коматитовые базальты зеленокаменного пояса Барбертон [Магматические..., 1985, табл. 76]; 10 – базальты зеленокаменного пояса Абитиби [Магматические..., 1985, табл. 77].

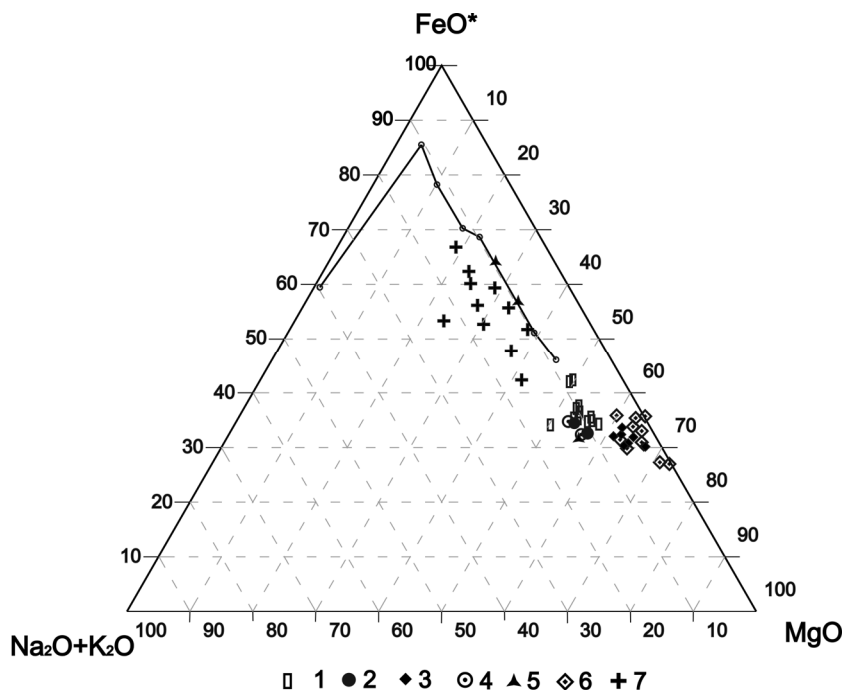


Рис. 2. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--FeO}^*\text{--MgO}$ (AFM) для пород Столбцовского массива. 1 – габбро, 2 – оливиновое габбро, 3 – троктолиты, 4 – габбро-нориты, 5 – диабазы, 6 – актинолититы, 7 – аподиабазовые амфиболиты. Линией показан тренд дифференциации габброидов Скаергаардского интрузива [Wager, Deer, 1939].

По высокой магнезиальности, низкой глиноземистости и щелочности, низкой степени окисленности железа, по широкому распространению измененных ультрамафитов, превращенных в тремолит-актинолитовые и хлорит-тремолит-актинолитовые породы, Столбцовский массив можно сравнить с магнезиальными базальтами и базальтовыми коматиитами зеленокаменных поясов архея [Магматические..., 1985] и габброидами океанических сегментов земной коры, т.е. с породами, формирующимися в участках земной коры с океаническим типом строения.

Литература

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Левый М. Г., Гаврилов И. М., Дударенко Ф. Н., и др. Отчет о результатах поисков месторождений медно-никелевых руд в пределах Столбцовского габброидного массива БКМ (Минская область БССР) в 1987–1989 гг. (Столбцовский объект). Слуцк, 1990ф.
- Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Е. Д. Андреева, О. А. Богати-ков, А. М. Борсук и др. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Полезные ископаемые Беларуси: К 75-летию БелНИГРИ / Под ред. П. З. Хомич, С. П. Гудак, А. М. Синичка и др. Мн.: Адукацыя і выхаванне, 2002. 528 с.
- Wager L. R., Deer W. A. Geological investigations in East Greenland. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Medd. om Greenland. 1939. Vol. 105. № 4. 352 p.

П. П. Петранис, А. Г. Гусаров
*Белорусский государственный университет, государственное предприятие
«БелНИГРИ», г. Минск, Беларусь
ever1989@rambler.ru*

**Особенности гидротермальной минерализации зоны сочленения
Припятского прогиба и Воронежской антеклизы**
(научный руководитель Н. Д. Михайлов)

В зоне сочленения Припятского прогиба и Воронежской антеклизы, в структурно-тектоническом плане получившей название Гомельской структурной перемычки (ГСП), в палеозойских отложениях установлены магматические породы эффузивной (трахиты, базальты, нефелиниты), плутонической и гипабиссальной (сиенит-порфиры, лампрофиры) фаций магматизма [Корзун, 1982; Михайлов, Лапцевич, 2011]. Эта зона является юго-восточной частью Северо-Припятской области магматизма, состоящей из Жлобинской седловины, Северо-Припятского плеча и ГСП.

В центральной и северной частях ГСП магматические породы представлены полем базальтоидов, севернее которого установлены щелочные лампрофиры, а западнее намечается поле трахиандезитов. В отличие от центральной и северной частей ГСП в ее южной части образуется поле нефелинит-анальцитит-лейцититовых пород (рис.) [Корзун, 1982].

В процессе исследований магматических пород этой структуры были выявлены повышенные концентрации некоторых редких и редкоземельных элементов (скв. 67, 72, 784), которые указывают на возможность формирования редкоземельного и редкометального оруденения в этой области. Особый интерес представляет гидротермальная минерализация, обнаруженная в магматических породах скв. 784, которая расположена в зоне Первомайского разлома, где выявлены рудные минералы и минералы, содержащие значительные концентрации редких элементов.

Главными особенностями химизма магматических пород скважины 784 являются: 1) резко повышенная щелочность при смешанном калиево-натриевом составе щелочей; 2) обедненность кремнеземом; 3) повышенное содержание титана, особенно в нефелинитах, минералогически выраженное в высоком содержании акцессорного сфена; 4) повышенное содержание железа, связанное с присутствием темноцветных минералов; 5) обедненность наиболее щелочных пород (нефелинитов) кальцием, что обуславливает присутствие в них в качестве главного цветного минерала эгирин-авгита вместо обычных титан-авгита и диопсида. Обращает на себя внимание обычное, за единичными исключениями, преобладание в составе щелочей Na_2O над K_2O , даже в породах, содержащих модалный лейцит (лейцитовые нефелиниты).

Отмечается несколько уровней гидротермальной кварц-карбонат-флюоритовой минерализации со значительным содержанием сульфидов. Так, на гл. 442.2 м по разрезу скважины установлены измененные карбонатизированные (метосоматические) сиенит-порфиры с гнездами и прожилками карбонат-флюоритового состава и вкрапленностью халькопирита и других сульфидов. Образуется видимая карбонат-флюоритовая зона метосоматоза и прожилкования.

В таблице приведен минеральный состав тяжелой фракции зон гидротермальных образований, выявленных в магматических породах исследуемого объекта.

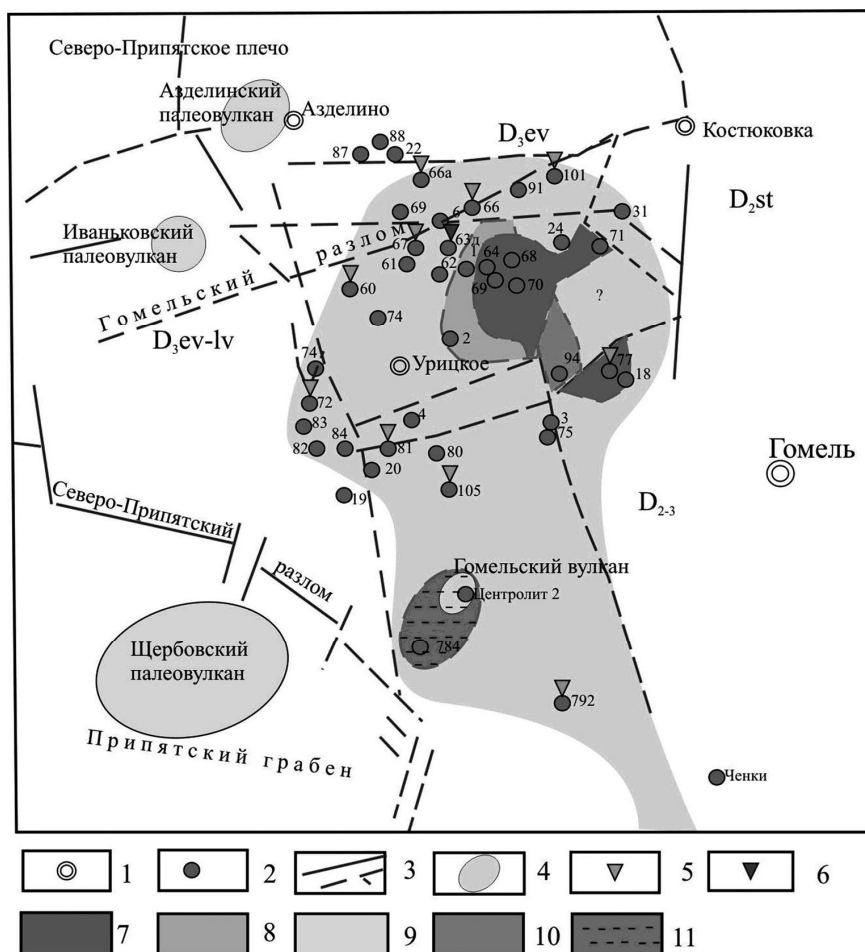


Рис. Схема проявления верхнепалеозойского магматизма в пределах Гомельской структурной перемычки.

1 – населенные пункты; 2 – скважины, вскрывшие магматические породы; 3 – разломы; 4 – палеовулканы; 5 – гипабиссальные тела сиенит-порфиров; 6 – гипабиссальные тела лампрофиров; 7–11 контуры полей: 7 – трахибазальтов; 8 – трахиандезитов; 9 – трахитов; 10 – вулканогенно-осадочных отложений речичского горизонта; 11 – фonoлитовых пород.

В составе тяжелой фракции наиболее распространены магнетит, барит, апатит, энстатит. В меньших количествах встречаются амфибол, титаномagnetит, флюорит, самородная медь, диопсид, в малых – ильменит, пирит, в единичных знаках – гранат и эпидот.

Магнетит наблюдается в виде угловато-уплощенных осколков и искаженных кристаллов. Барит представлен сахаровидными бесцветными, молочно-белыми и серыми зернами, апатит – бесцветными и серыми прозрачными или полупрозрачными мутноватыми зернами. Энстатит встречается в виде кристаллов и их обломков буровато-зеленого цвета с неравномерной окраской. Измененный амфибол присутствует в виде зеленых, местами темно-зеленых зерен с неровной шероховатой поверхностью, местами

Т а б л и ц а

Минеральный состав тяжелой фракции скв. 784, гл. 400–480 м

Минерал	Содержание во фракциях, %				
	Тяжелая фракция	Маг.	1 э.м.	2 э.м.	н.м.
Магнетит	77.04	99.9			
Сростки магнетита с пироксеном	0.21	0.1			
Флюорит (фиолетовый)	0.54		0.6	2.64	4.42
Апатит	6.91		22.52	35.5	16.52
Пирит	0.02				0.38
Амфибол измененный	1.11		5.71	4.17	8.17
Барит	9.22		36.04	38.07	55.82
Медь самородная	0.36		6	0.51	1.34
Диопсид	0.19		0.6	1.1	0.96
Энстатит	3.95		19.52	17.57	12.49
Ильменит	0.06			0.44	
Титаномагнетит	0.39		9.01		
Гранат (розовый)	Ед.зн.			Ед.зн.	
Эпидот	Ед.зн.			Ед.зн.	

Примечание. Общий вес тяжелой фракции 4.66 г.: маг. – 3.6 г.; 1 э.м. – 0.2 г.; 11 э.м. – 0.7 г.; н.м. – 0.15 г.

с мелкими чешуйками хлорита. Титаномагнетит представлен угловатыми кристаллами неправильной формы и их обломками. Флюорит обнаружен в виде обломков кристаллов, окрашенных в различные тона от светло-сиреневых до фиолетово-черных. Медь самородная образует тонкие ковкие пластинки медно-красного цвета, иногда с побежалостью. Диопсид встречается в виде короткостолбчатых кристаллов, преимущественно бледных оттенков грязно-зеленого цвета. Ильменит представлен уплощенно-округлыми неправильными зернами, цвет железо-черный. Пирит представлен хорошо ограненными кубическими кристаллами и неправильными зернами латунно-желтой окраски.

В отличие от всех других районов развития палеозойского магматизма Беларуси магматические породы изученной структуры залегают на относительно небольших глубинах, что дает основание в случае обнаружения признаков рудоносности рассматривать их с практической точки зрения.

Литература

- Корзун В. П.* Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Доклады АН БССР. 1982. Т. 26. № 9. С. 831–834.
- Михайлов Н. Д., Лапцевич А. Г.* Петрографические особенности магматических образований Гомельской структурной переемычки // Літосфера. 2011. № 1 (34). С. 94–102.

И. Г. Яценко¹, Ф. П. Леснов², Г. М. Яценко¹, С. Н. Бекеша¹

¹ – Львовский национальный университет им. Ивана Франко,
г. Львов, Украина

² – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Редкоземельный состав цирконов из металампроитов трубки Мрия (Западное Приазовье, Украина)

Данные о химическом составе цирконов из металампроитов трубки «Мрия» приведены в [Яценко и др., 2009; 2010; Леснов и др., 2010]. В предлагаемой статье изложены результаты исследования состава редкоземельных элементов цирконов из той же коллекции.

Трубка Мрия была обнаружена при буровых работах в районе западной окраины села Коларовка в юго-западной части архейского Западноприазовского блока [Васильченко и др., 1999]. Трубка имеет в плане форму овала размером 350 ? 500 м и прорывает массив кварцевых диоритов с возрастом 2 млрд лет. Породы трубки инъецированы жилами аплитовидных гранитов, цирконы из которых имеют возраст 1.74 млрд лет. В строении трубки принимают участие амфибол-флогопитовые, флогопит-амфиболовые и амфибол-флогопит-оливиновые породы, которые ранее были названы калиевыми ультрабазитами или лампроитами [Артеменко и др., 1999; Васильченко, 1999]. Все породы подверглись интенсивным эпигенетическим изменениям. Акцессорные минералы из пород трубки Мрия представлены цирконом, апатитом, магнетитом, хроммагнетитом, титанитом, ильменитом, а также самородным золотом. Кроме того, в них были обнаружены микрочастицы самородных металлов и их сплавов, представленных Cu, Pb, Zn, Bi, силикатные и сульфидные сферулы, а также единичные очень мелкие кристаллы алмазов. Структура, внутреннее строение и вещественный состав пород трубки Мрия, в том числе ее акцессорная минерализация, ставят эту трубку в один ряд с другими подобными структурами региона, имеющими щелочно-ультраосновной состав [Стрекозов и др., 1998; Раздорозный и др., 1999; Марченко и др., 1999; Металлические..., 2005].

Была исследована коллекция из 12 кристаллов циркона, выделенных из проб керна одной из скважин с глубины 10–18.5 м и более. Среди этих кристаллов, наряду с призматическими, также были зерна овальной формы, предположительно подвергшиеся оплавлению. Цвет цирконов разнообразный: розовый, сиреневый, голубоватый, коричневый, желтовато-серый, темно-серый, красновато-бурый до бесцветного. Содержание главных компонентов в цирконах из металампроитов трубки «Мрия» довольно стабильно (табл. 1).

Результаты изучения состава редких земель цирконов представлены в таблице 2. Суммарные содержания РЗЭ, а также значения параметров $(Yb/La)_n$, $(Eu/Eu^*)_n$ и $(Ce/Ce^*)_n$ в них значительно варьируют. По составу РЗЭ среди изученных цирконов можно выделить четыре геохимических типа (рис.).

Первый тип (обр. 21-1, 21-5, 28-2 (рис. 1а), 24-(1, 2, 3) (рис. 1б) резко обогащен La и имеет типичную для магматических цирконов конфигурацию спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, в частности крутой положительный наклон спектров, интенсивные положительные аномалии Ce, незначительные по интенсивности отрицательные аномалии Eu. Второй тип (обр. 25-1) имеет сравнимую с предыдущим конфигурацию спектра, но менее интенсивную положительную аномалию

Таблица 1

Химический состав цирконов из металампронтов трубки Мрия (мас. %)

Элементы	21-1	21-2	23-1	23-2	24-1	26-1	26-2	27-1
SiO ₂	33.30	32.60	32.58	32.55	32.78	32.63	32.22	32.55
ZrO ₂	66.84	66.92	66.57	66.57	65.96	65.94	66.00	66.46
HfO ₂	0.893	0.788	0.883	0.985	0.842	0.620	1.006	0.600
CaO	0.009	Не обн.	0.008	Не обн.	0.012	Не обн.	0.031	Не обн.
FeO	0.021	Не обн.	0.113	0.014	0.024	0.011	0.027	Не обн.
Сумма	101.04	100.31	100.15	100.12	99.62	99.20	99.28	99.61
Zr/Hf, форм. ед.	128	144	129	116	133	183	112	191

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самебах-Мисго» (аналитик В. Н. Королюк). Не обн. – элемент не обнаружен.

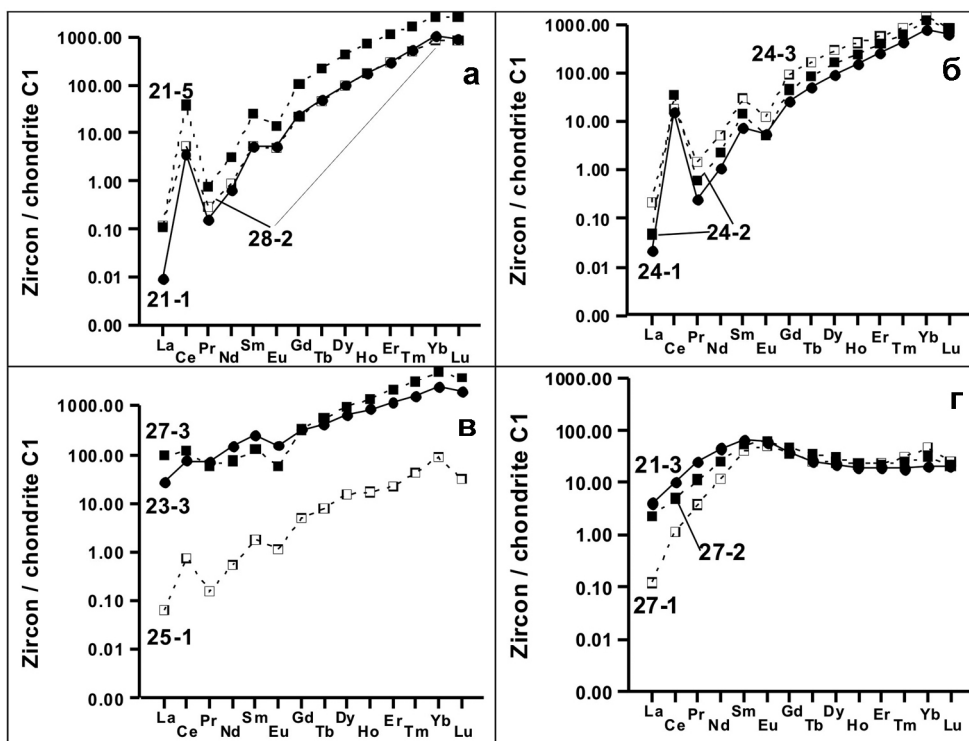


Рис. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в цирконах из металампронтов трубки Мрия (по данным табл. 2).

Таблица 2

Содержание РЗЭ в цирконах из металампроитов трубки Мрия, г/т

Элементы	Номера образцов											
	21-1	21-5	28-2	24-1	24-2	24-3	25-1	23-3	27-3	27-1	27-2	21-3
La	0.002	0.027	0.030	0.005	0.012	0.053	0.016	6.7	23	0.029	0.54	0.97
Ce	2.4	24	3.5	9.9	23	11.8	0.48	47	75	0.71	3.2	6.6
Pr	0.015	0.074	0.028	0.023	0.057	0.14	0.015	6.9	5.9	0.36	1.07	2.4
Nd	0.31	1.53	0.42	0.51	1.06	2.5	0.25	70	3.5	5.5	11.8	21
Sm	0.84	3.8	0.83	1.18	2.3	4.6	0.28	38	19.5	6.2	8.1	10.2
Eu	0.30	0.81	0.28	0.33	0.30	0.72	0.065	9.0	3.3	2.9	3.6	3.5
Gd	4.8	22	4.5	5.5	9.4	19.3	1.00	66	67	7.5	9.5	7.6
Tb	1.86	8.0	1.73	1.87	3.1	6.2	0.29	15.4	21	0.96	1.30	0.96
Dy	25	108	25	24	41	75	3.9	164	247	6.1	7.5	5.6
Ho	9.6	40	9.7	8.8	14.0	24	0.97	48	79	1.28	1.32	1.10
Er	49	186	50	42	65	95	3.7	194	360	3.8	3.6	3.2
Tm	13.2	42	12.5	10.8	16.5	22	1.06	42	82	0.77	0.61	0.47
Yb	169	429	142	128	198	238	14.6	402	850	7.6	5.2	3.3
Lu	23	63	21	15.7	21	22	0.79	52	98	0.64	0.54	0.52
Сумма	300	930	270	249	395	521	27.4	1162	1967	44.4	57.9	67.5
(Yb/La) _n	111569	23375	7118	34712	25273	6647	1364	89.6	54.4	383	14.2	5.06
(Eu/Eu*) _n	0.36	0.21	0.35	0.33	0.17	0.20	0.34	0.55	0.25	1.31	1.24	1.15
(Ce/Ce*) _n	45.2	86.0	26.5	118	111	21.7	6.75	1.5	1.52	0.57	0.74	0.73

Пр и м е ч а н и е . Анализы выполнены методом LA ICP-MS на масс-спектрометре «Element» с лазерной приставкой в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск, аналитик С. В. Палесский).

Се и существенно более низкое суммарное содержание РЗЭ (рис. 1в). Третий тип (обр. 23-3 и 27-3 (рис. 1в)) отличается резко повышенными суммарными содержаниями РЗЭ, менее крутым положительным наклоном спектров и очень слабыми положительными аномалиями Се. Четвертый тип включает два подтипа цирконов, конфигурация спектров которых существенно отличается от типичных цирконов магматического происхождения. Они имеют отрицательный наклон в области легких элементов, почти горизонтальное положение спектров в области тяжелых элементов, а также лишены положительных аномалий Се, но имеют сглаженный максимум в области Eu (рис. 1г). Первый подтип (обр. 27-1) более истощен La и другими легкими РЗЭ, чем второй (обр. 21-3 и 27-2).

Выявленные геохимические отличия между цирконами второго, третьего и четвертого типов, с одной стороны, и цирконами первого типа, с другой, вероятно, обусловлены процессами позднемагматического воздействия на первичные (магматические) цирконы со стороны лампроитового расплава и его флюидов, существенно обогащенных редкоземельными элементами.

Литература

Артеменко В. Г., Бартницкий Е. М., Довбуш Т. И. и др. Возраст слюдяных ультрабазитов трубки Мрия (Приазовский блок) // Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 2–3. С. 76–78.

Васильченко В. В., Раздорозный В. Ф., Козарь Н. А. Перспективы алмазоносности Украинского щита // Минеральные ресурсы Украины. 1999. № 4. С. 4–9.

Марченко Е. А., Стрекозов С. М. Азовська рудоносна структура докембрію Приазов'я (Український щит) // Мінеральні ресурси України. 1999. № 1. С. 34–36.

Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые. Киев-Львов: Центр Европы, 2005. 783 с.

Раздорозный В. Ф., Кривдик С. Г., Цымбал С. Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья – интрузивные аналоги лампроитов // Минералогический журнал, 1999. № 2–3. С. 79–98.

Стрекозов С. Н., Васильченко В. В., Гурский Д. С. и др. Геологическое строение и характер оруденения Азовского месторождения // Мінеральні ресурси України. 1998. № 3. С. 6–9.

Яценко Г. М., Сливко Є. М., Гайовский О. В. и др. Флюїдизатно-експлозивні та кластитові формації докембрію Українського щита // Вісник Львівського університету. 2009. Серія геологічна. Вип. 3. С. 47–70.

Яценко Г. М., Бекеша С. Н., Гайовский О. В., Яценко И. Г. Эпохи активизации, рудоносные структуры и формации лампроитового типа в архейских и протерозойских блоках Украинского щита. Статья 1. Западноприазовский блок // Мінеральні ресурси України. 2010. № 4. С. 27–32.

Леснов Ф. П., Яценко Г. М., Бекеша С. Н., Яценко И. Г. Первые данные о химическом составе цирконов из металампроитов трубки «Мрия» (Северо-Западное Приазовье, Украина) // Уральская минералогическая школа-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 106–107.

**Влияние эндогенных процессов на образование карбонатных корок
в эоловых песках дюны Сары-Кум (Восточный Кавказ, Дагестан)**
(научный руководитель В. У. Мацапулин)

В Дагестане (Восточный Кавказ) известно крупнейшее эоловое образование в Евразии – дюна Сары-Кум [Майоров, 1927]. Некоторые исследователи предполагают участие в его образовании также гидротермальных [Акаев, 1996] и вулканогенных [Мацапулин и др., 2011] процессов. В эоловых песках распространены карбонатные корки, псевдоконгломераты с карбонатным цементом, карбонатно-песчанистое заполнение трещин, которые одни авторы считают связанными с атмосферными явлениями в аридном климате [Идрисов, 2010], другие – с поствулканическими процессами гейзерно-фумарольного типа. В связи с неясностью происхождения карбонатного вещества нами предпринято детальное его изучение.

Объектом послужили карбонатные корки и псевдоконгломераты, отобранные в стенках карьеров, пройденных в эоловых песках. Корки изучены с применением оптико-микроскопического, рентгеноструктурного (Дрон-УМ1) и термогравиметрического (NETZSCH STA 409 PC) методов в Институте геологии ДНЦ РАН, а также полуквантитативного спектрального анализа на 36 элементов (ЦХЛ «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки). Для карбонатов определено содержание U^{238} (Институт биологических ресурсов ДНЦ РАН), и изотопный состав кислорода и углерода (ГИН РАН, Москва).

Корки залегают в виде сплошных пластин, переслаивающихся с песком. Мощность прослоев песка примерно равна мощности самих корок и составляет 1.5–2 см. В правобережной части Сары-Кума скопления корок до пятидесяти штук образуют пласты мощностью до 1.5–2 см. Залегание корочек согласно эоловой слоистости. Видимая протяженность достигает 15–20 м. Карбонатное вещество, легко определяемое по реакции с $HCl_{разб.}$, составляет всего 2–5 об. % от эолового песка (95–98 об. %), который оно цементирует. Корки зональны – их основная часть обогащена карбонатом, самая верхняя – более плотная, желтоватая, мозаичного строения может достигать 1–2 мм мощности и практически не содержать песка.

Помимо корок на левобережье дюны распространены карбонатные образования сходной мощности в виде шариков диаметром до 1.5–2 см, амебообразных ажурных форм и псевдоконгломератов. В стенках карьера обнажаются два пласта псевдоконгломератов: один при мощности 0.4–0.5 м по простиранию составляет 8–10 м, мощность второго достигает 0.05–0.1 м с раздувом до 0.5 м. Псевдоконгломераты представляют собой полуокатанные и окатанные обломки песчаников галечной размерности, сцементированные пелитоморфным карбонатом. Карбонатное вещество вокруг обломков распределено равномерно. Поскольку образование истинных конгломератов в эоловых песках невозможно, предполагается, что по происхождению они аналогичны карбонатным корочкам.

При микроскопическом изучении установлено, что корки представляют собой среднезернистый песок с поровым, реже – базальным карбонатным цементом. Обломочная часть представлена преимущественно кварцем с единичными зернами плаги-

оклаза, обломками аргиллитов и редкими микроконкрециями глауконита, что соответствует песчаникам чокрак-караганского возраста – материнским породам для образования эоловых песков в районе. По данным рентгеноструктурного и термогравиметрического анализа карбонат представлен кальцитом.

Кроме того, встречаются карбонатные образования, по морфологии напоминающие корневую систему растений. В их срединной части наблюдаются сквозные пустоты. Возможно, они представляют собой замещение растительной ткани карбонатом, однако, реликты растений в них не установлены.

На левобережье дюны в стенках карьера отмечаются секущие слоистость вертикальные трещины, выполненные карбонатным материалом с песком. В единичных случаях части эолово-стратифицированных слоев песка смещены по трещинам на 10–15 см относительно друг друга. Образование трещин может быть связано с сейсмической активностью района. Так, недалеко от дюны Сары-Кум в сел. Кумторкала был эпицентр Махачкалинского землетрясения 1970 г.

Таким образом, среди карбонатных образований есть сингенетические (корочки, слои псевдоконгломератов, согласные с эоловой слоистостью) и эпигенетические – выполнение сейсмогенных трещин и возможное замещение корней растений.

Данные спектрального анализа показали, что содержания Cu, Zn и Pb в карбонатных корках ниже, чем в вулканических пеплах, отобранных на Буйнакском перевале в р-не дюны Сары-Кум. Однако в верхней части, обогащенной карбонатным веществом (карбонатных примазках), содержания Cu превышают таковые в пеплах. Содержания Ag, Bi, Co, Ni, Sn, Mn в карбонатных образованиях выше, чем в пеплах. Поведение Mo, V, Cr, Ga, P, Li, Be, Sr, Y, Yb, Zr, Nb, Ba, Ti сходно, но менее контрастно. Концентрации W, Te, Ge, Sc постоянны, содержания В в карбонатных образованиях ниже, чем в пеплах. Установлена тенденция обогащения корок цветными металлами по мере роста содержания в них карбонатного вещества, при этом концентрации металлов приближаются, а некоторых – даже превышают таковые в вулканических пеплах.

Содержания U^{238} в образцах карбонатных корок изменяются от 2.1 до 4.1 г/т (12 проб), при этом увеличиваются от корочек с большей примесью эолового материала к чисто карбонатным примазкам, в которых достигают максимума 6.8 г/т. Для сравнения, содержания U^{238} в вулканическом пепле составляют 7.6 г/т.

Изотопный состав кислорода и углерода корочек составляет (‰) $\delta^{13}C$ –3.2...–9.0, $\delta^{18}O$ +22.1...+23.3. Для карбонатной примазки $\delta^{13}C$ –9.03, $\delta^{18}O$ +22.5. Изотопный состав углерода корочек сходен с составом CO_2 атмосферы ($\delta^{13}C$ = –7 ‰) [Горбаренко и др., 1982].

Поле изотопных составов кислорода и углерода карбонатных образований дюны Сары-Кум занимает компактную площадь, свидетельствующую об их гомогенности (рис.). На рисунке поле карбонатных корочек с отрицательными значениями $\delta^{13}C$ близко к полю карбонатных желваков из вулканических пеплов (3), травертинов (4) и карбонатов из прожилков Аркаского минерализованного поля в верхнемеловых известняках (5). Эти породы по изотопному составу углерода и кислорода резко отличаются от вмещающих меловых известняков (5) и, согласно [Мацапулин и др., 2008], имеют эндогенную природу.

Таким образом, некоторые черты химического состава карбонатных корочек, такие как повышенные концентрации цветных металлов и U^{238} , а также особенности изотопного состава углерода и кислорода, могут указывать на участие эндогенных источников в их формировании. Чередование карбонатных и бескарбонатных прослоев

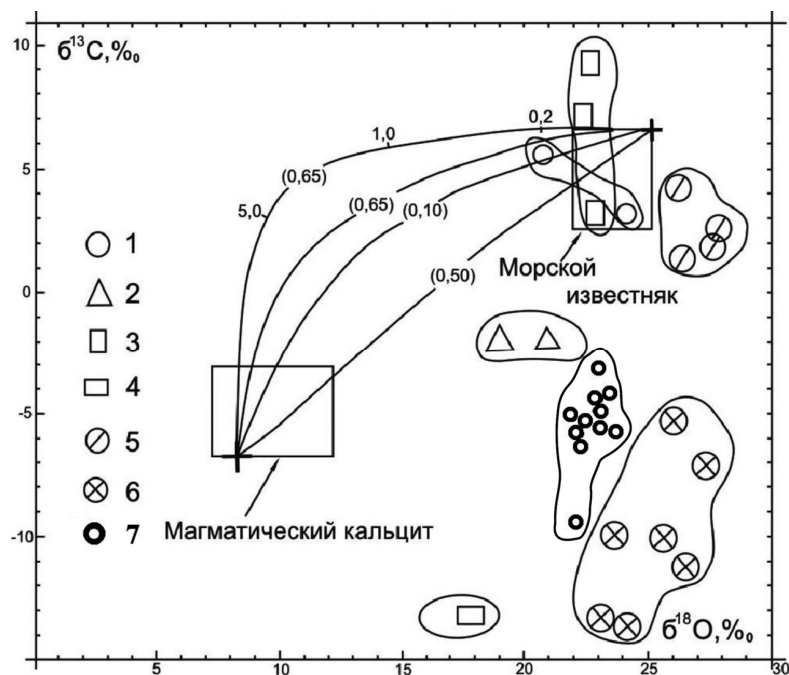


Рис. Соотношение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в кальците из различных третичных образований Дагестана.

1 – кальцит прожилков, Губден; 2 – «желваки» из вулканического пепла, окрестности г. Буйнакс; 3 – кальцит из гипс-пирит-кальцитовых прожилков, Талги; 4 – кальцит из травертиноподобных выходов, Талги; 5 – известняк К₁₋₂, Аркас, Талги; 6 – кальцитовые жилы Аркаского минерализованного поля; 7 – карбонатные корки дюны Сары-Кум. Реперные значения и линии приведены по [Грабежев и др., 2007].

и неравномерное распространение карбонатных образований в объеме дюны может быть обусловлено ритмичным поступлением карбонатных растворов, возникновение которых связанных с сейсмической активностью региона. Природа таких растворов предполагается гейзерной.

Литература

- Акаев Б. А. и др. Физическая география Дагестана. М.: Школа, 1996, 381 с.
- Горбаренко С. А., Николаев С. Д. Изотопный состав кислорода раковины // Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: МГУ, 1982. С. 78–104.
- Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л. Изотопы углерода, кислорода и стронция в карбонатных медно-скарновых месторождениях Урала // Литосфера. 2007. № 4. С. 102–115.
- Идрисов И. А. К истории формирования и развития песчаного массива Сарыкум // Тр. государственного природного заповедника «Дагестанский». Вып. 3. Махачкала, 2010. С. 19–26.
- Майоров А. А. Эоловая пустыня у подножья Дагестана. Махачкала, 1927. 116 с.
- Мацапулин В. У., Тулышева Е. В., Исаков С. И. Включения пород в эоловых песках Сары-Кума // Сб. трудов ИГ ДНЦ РАН. Вып. 57. Махачкала, 2011. С. 35–37.
- Мацапулин В. У., Юсупов А. Р., Черкашин В. И. Позднекайнозойский вулканизм северной окраины орогена Восточного Кавказа (Дагестан) // Вестник Дагестанского научного центра РАН. Махачкала, 2008. № 32. С. 12–20.

Р. И. Хамадиев

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань
khamri@mail.ru*

Минеральные микроассоциации пиритовых конкреций как индикаторы геохимических обстановок седиментации Среднерусского палеоморя
(научные руководители Э. А. Королев, О. П. Шиловский)

Среднерусское море в юрский период занимало обширную область восточной окраины Русской платформы, соединяя Арктический бассейн и океан Тетис. Его отличительной особенностью являлось преобладание на большей части акватории явно выраженной аноксидной или близкой к таковой геохимической обстановки донных отложений. Лишь в прибрежных областях с активной гидродинамикой существовали оксидные условия седиментации. В соответствии с геохимическим районированием морского бассейна в различных зонах осадкообразования формировались своеобразные диагенетические минеральные ассоциации, основу которых составляли сульфидные либо кислородные группы соединений. Лишь в локальных участках морского дна, в местах просачивания катагенных растворов, подобная закономерность была нарушена.

Один из таких участков был обнаружен у с. Большие Тарханы, расположенного в западной части Республики Татарстан. Здесь в обнажениях правого берега Волги вскрываются мелководно-морские глинисто-терригенные отложения оксфордско-кимериджского возраста. В составе рассматриваемого осадочного комплекса преобладают зеленовато-серые глины с маломощными (до 1 м) прослойками светло-серых известковых алевролитов и песчаников со знаками волновой ряби.

Вышеназванные породы были изучены с помощью комплекса методов, включающих в себя растровую электронную микроскопию (РЭММА-202М с энергодисперсионным анализатором), оптическую микроскопию (ПОЛАМ Л-213М) и рентгенографический анализ (SHIMADZU XRG-7000). Все исследования проводились в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий. Анализы, обработка материала и интерпретация полученных результатов осуществлялись автором совместно с научными руководителями. Проведенные исследования показали, что для каждой литогенетической группы пород характерны свои фоновые диагенетические минеральные ассоциации.

Среди аутигенных образований для глин в пределах всего разреза типично высокое содержание пиритовых микроконкреций. В меньших количествах присутствует ромбоэдрический кальцит, игольчатые кристаллы гипса, тонкодисперсный ярозит. Совместное нахождение этих минералов указывает, что на момент накопления глинистого осадка в придонной части Среднерусского моря существовал переменный редокс-потенциал, что характерно для дизоксидной обстановки седиментации. Для терригенных пород типично высокое содержание аутигенного кальцита с примесью оксидов-гидроксидов железа. Присутствие кислородсодержащих минералов свидетельствует о преобладании оксидной обстановки седиментации.

Помимо минералов фонового литогенеза в породах разреза отмечаются области придонных просачиваний сероводородных сиппингов, ранее разгружавшихся в краевых частях Среднерусского палеоморя [Николаева, 2010]. Признаками просачиваний являются локально распространенные в глинистых и терригенных отложениях

пиритовые конкреции, залегающие стратиформно и образующие поле рудной минерализации площадью до 5 км². В центральной части поля порода содержит от 30 до 60 штук сульфидных конкреций на квадратный метр, по мере продвижения к периферии количество конкреций постепенно уменьшается вплоть до их полного исчезновения. В центральных частях пиритового поля в глинистых отложениях фиксируются конусовидные образования высотой до 30 см, которые в виде останцов выступают над размытыми волнами абразионными террасами (рис. а). Конусовидные останцы сложены частичками глинистых минералов, сцементированными многочисленными пиритовыми агрегатами, что предохраняет их от размыва. В песчаниках наблюдаются менее выраженные зоны палеовысачиваний в виде небольших пиритовых конусов, вокруг которых по сульфидным новообразованиям фиксируются следы распространения сероводородсодержащих растворов (рис. б).

Изучение пиритовых конкреций, образующих стратиформные залежи в глинистых породах, показало, что все они характеризуются зональным строением. Их внутренняя часть сложена микрозернистым пиритом с включениями кварца, а периферия

(до 3 мм) – более крупными мелко-среднезернистыми параллельно-шестоватыми агрегатами.

Пиритовые агрегаты, формирующиеся в различных геохимических обстановках литогенеза, дают возможность оценить особенности влияния окружающей среды на структурно-вещественные характеристики сульфидных новообразований.

Изучение пиритовых конкреций, образующих стратиформные залежи в глинистых породах, показало, что все они имеют зональное строение. Их внутренняя часть сложена микрозернистым пиритом с включениями кварца, а периферия – более крупными мелко-среднезернистыми шестоватыми агрегатами, в которых каждый индивид находится в параллельном срастании с другими. Внешняя оторочка (до 3 мм) выполняет функцию естественного барьера, предохраняющего конкреции от воздействия внешней среды.

В конкрециях присутствуют аутигенные минеральные

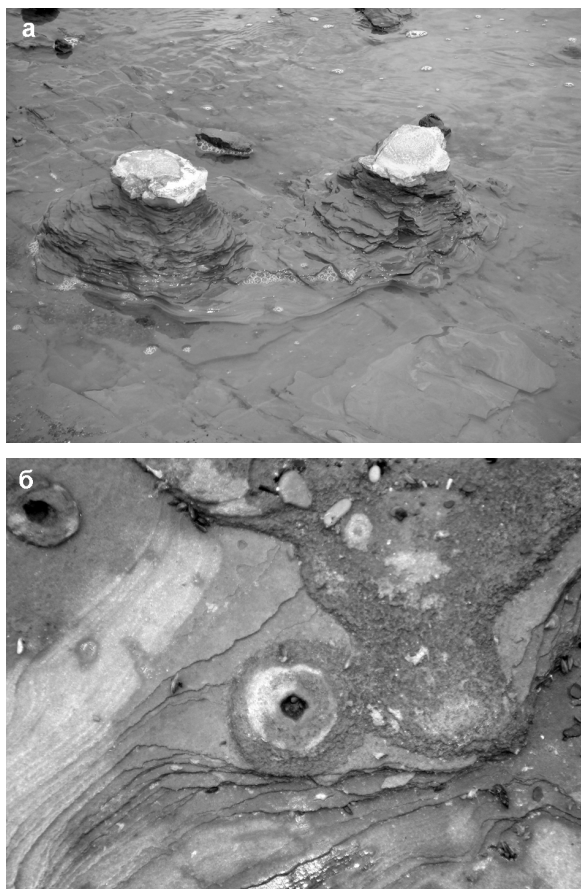


Рис. Каналы просачивания сероводородсодержащих растворов («сиппингов») в глинистых (а) и песчаных (б) отложениях.

включения, представленные в основном медно-никелевыми и железо-никелевыми новообразованиями. Медно-никелевые агрегаты образуют относительно крупные (до 100 мкм) включения. Их состав, согласно данным энергодисперсионного микроанализа (мас. %): медь 60–70, никель – 15–25, железо – 10–15. По составу они соответствуют интерметаллидам. Агрегаты интерметаллидов характеризуются чешуйчато-пластинчатым обликом, обусловленным переслаиванием тонких Cu-Ni пластинок. В одних случаях пластинчатые образования плоско-параллельны, в других – изгибаются, по форме напоминая древесные стружки. На контакте с тонкозернистой пиритовой массой края пластинчатых агрегатов расщепляются. При этом каждый индивид трансформируется в тонкие дендритовидные образования, тонко перемежающиеся с дисульфидом железа. Внутри медно-никелевых образований имеются пустоты и округлые выемки на боковых поверхностях пластинок.

Состав железо-никелевых образований соответствует группе пентландита (энергодисперсионный микроанализ, мас. %): сера – 40, железо – 30, никель – 25. Пентландит образует микрозернистые агрегаты, развивающиеся в интерстициях более крупных пиритовых кристаллов. Чаще всего встречаются вытянутые, извилисто-изгибающиеся формы. Во всех случаях контакт пентландита с окружающими индивидами пирита резкий, ровный. Коррозионных взаимоотношений не наблюдается.

Морфология рассмотренных минералов свидетельствует об их возникновении в уже сформировавшихся конкрециях. Следует отметить, что диагенетические пиритовые конкреции проходят несколько стадий своего развития. В начале биохомогенным путем образуется коллоидный сгусток, состоящий из моносulfида железа (FeS) и гидротроилита (Fe(HS)₂·nH₂O), который, постепенно обезвоживаясь, трансформируется в FeS. С течением времени в обстановке высокой активности сероводорода моносulfид железа дисульфидизируется с образованием FeS₂. Реакция идет в соответствии с уменьшением энергии Гиббса $\Delta G_{f,FeS}^{\circ} = -100.4 \text{ кДж/мол} \rightarrow \Delta G_{f,FeS_2}^{\circ} = -166.9 \text{ кДж/мол}$.

Предполагается, что примесные медь и никель высвобождаются при преобразовании метастабильных моносulfидов железа в пирит. Значения энергии Гиббса для формальных компонентов, участвующих в реакции высвобождения меди, показывают теоретическую вероятность подобного процесса: $CuS + FeS = FeS_2 + Cu^0$, $\Delta G_{f,CuS}^{\circ} (-53.6 \text{ кДж/мол}) + \Delta G_{f,FeS}^{\circ} (-100.4 \text{ кДж/мол}) = \Delta G_{f,FeS_2}^{\circ} (-66.9 \text{ кДж/мол})$. Для никеля аналогичная реакция не столь очевидна.

В поровом пространстве конкреций медно-никелевые частицы постепенно сегрегировались в относительно крупные агрегаты. В условиях высокой активности сероводорода никель связывался в пентландит.

Пиритовые агрегаты, образующиеся в песчаниках окислительной геохимической фации Среднерусского палеоморя, отличаются от выше рассмотренных как по структуре, так и по составу находящихся в них минеральных микровключений. Все конкреции характеризуются однородной тонкозернистой структурой. Зерна пирита ксеноморфны или гипидиоморфны. Конкреции содержат многочисленные включения аллотигенного кварца, плагиоклазов и мусковита псаммитовой размерности. Обломочный материал распределен неравномерно, большая часть обломков сконцентрирована в слоях мощностью до 1 мм, которые согласуются с общей седиментационной слоистостью песчаников.

Также в пиритовой массе присутствуют многочисленные включения аутигенного магнетита. По морфологическим признакам можно выделить три разновидности: 1) тонко-мелкозернистый магнетит изометричной или удлиненной формы; 2) зерна магнетита с пойкилитовыми вростками пирита; 3) прожилковый магнетит.

Мелкозернистый магнетит представлен округлыми выделениями, которые метасоматически замещают пирит. В одних случаях магнетит развивается внутри пиритовых зерен, постепенно наследуя их облик, в других – на контактах соприкасающихся зерен FeS_2 . Часто центрами зарождения Fe_3O_4 являются зерна кварца. Пойкилокристаллы магнетита более крупные (0.25–0.5 мм), с фрагментарно развитыми габитусными формами содержат реликты пирита. Контакт хорошо сформированных граней магнетита с пиритом ровный. Также встречаются извилистые неровные границы взаимопроникновения магнетита и пирита. В межзерновых трещинках пирита мощностью ~0.01 мм развиты прожилки магнетита, для которого характерны удлиненные зерна, резкие контакты с пиритом, наличие по границам с вмещающим агрегатом тонкой каймы органического вещества.

Структурные особенности пиритовых агрегатов и наличие аллотигенных зерен свидетельствуют об их постоянном активном контакте с окружающей средой в процессе роста. Приток растворов, содержащих сероводород и железо, поддерживал рост конкреций, а их разубоживание стимулировало перекристаллизацию пирита. Диффундирование свободного кислорода в пиритовые агрегаты, где господствовала восстановительная среда, обеспечивало образование магнетита. Учитывая наличие у пирита и магнетита сходных черт структуры и общего катиона можно предполагать, что реакция начиналась по эпитаксиальному механизму, развиваясь уже по метасоматическому сценарию. В упрощенном виде доминирующую реакцию можно записать в следующем виде: $3\text{FeS}_2 + 19\text{O}^{2-} + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{HSO}_3^-$.

Таким образом, анализ структурно-вещественных особенностей пиритовых конкреций показывает, что строение осадочно-диагенетических агрегатов и состав образующихся в них аутигенных минеральных ассоциаций определяются режимом седиментации бассейна.

Литература

Николаева В. М., Королев Э. А. Аутигенная пиритовая минерализация в юрских отложениях Среднерусского моря как признак придонных просачиваний глубинных флюидов // Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 279–282.

Р. А. Бадмацыренова, А. Л. Елбаев, Д. В. Гороховский
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@gin.bscnet.ru

Геология и геохимия Ингодинского дунит-троктолит-габбрового массива, Центральное Забайкалье

Ингодинский базит-ультрабазитовый массив, являющийся петротипическим для одноименного интрузивного комплекса, располагается в верховьях р. Ингоды. Он имеет форму дискордантного асимметричного лополита, глубинная часть которого смещена к южному контакту, и занимает площадь около 100 км². На севере массив имеет интрузивные контакты с гнейсами малханской серии и раннепротерозойскими

гранитами, на юге – с отложениями куналейской свиты позднего ордовика. Северная его часть маломощна и сложена практически однородными слабо расслоенными троктолитами. Южная часть, по данным [Криволапов, 1976], имеет форму воронки концентрически-зонального строения с залеганием «слоев» под углом 50–60°, реже 30°. Ядро воронки сложено меланократовыми габбро и норитами. Массив обладает четко выраженной расслоенностью, определяющейся наличием крупных протяженных (до 1.5 км) зон троктолитов, габбро и норитов, в которых наблюдается более тонкая расслоенность с мощностью слоев от 10 см до первых метров, обусловленная различным количественным соотношением калиевых и феррических минералов. Границы между «слоями», как правило, четкие. В некоторых случаях отмечаются такситовые текстуры с выделением гнездо- и шпирообразных анортозитов.

Ультраосновные породы, развитые в центральной части на левобережье р. Ингоды, предыдущими исследователями были отнесены к дайкам субвертикального падения северо-западного простирания различной мощности и протяженности до 3 км. При проведении полевых исследований в наиболее обнаженной части массива (междуречье рр. Гужертай-Гайбет-Аргайка) выявлено, что ультраосновные породы представляют собой не дайки, а горизонты, прослои и линзы ритмично расслоенной серии массива. Отмечается интенсивное тектоническое и контактовое воздействие прорывающих их верхнепалеозойских гранитов, выражающееся в амфиболизации, хлоритизации, серпентинизации всех пород массива.

Петролого-геохимическими исследованиями установлено, что по составу дуниты и троктолиты соответствуют низкощелочным образованиям, в то же время часть габброидных пород (амфиболизированные разновидности) попадает в поле умереннощелочных пород. В целом, все фигуративные точки составов образуют единый тренд, свидетельствующий о фракционной кристаллизации пород массива из единого магматического расплава.

На диаграмме Л. В. Дмитриева, показывающей соотношение калиевых и феррических окислов в гипербазитах и габброидах массива, все фигуративные точки составов располагаются вдоль линии В – тренда фракционной кристаллизации базальтовой магмы. На диаграмме АФМ фигуративные точки состава пород группируются в поле известково-щелочной серии. На вариационных «харкеровских» диаграммах обнаруживается «базальтоидный» тренд дифференциации Ингодинского массива, он заключается в постепенном накоплении Al_2O_3 и CaO в поздних дифференциатах по мере уменьшения в расплаве MgO .

Редкоземельные элементы являются одними из наименее подвижных, на них слабо влияют процессы гидротермального изменения и низкотемпературного метаморфизма, поэтому их содержание наиболее корректно отражает состав магматических пород и степень плавления мантийного вещества [Балашов, 1976].

Содержание РЗЭ в породах массива составляет не более 10-кратных хондритовых норм. Для дунитов характерны слабо дифференцированные графики распределения лантаноидов при величине отношения $La/Yb_N = 1.24–1.95$. Спектры РЗЭ в габброидах характеризуются преобладанием легких и средних лантаноидов над тяжелыми при величине отношения $La/Yb_N = 4.7–23.38$. Во всех разновидностях отмечается положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^* = 1.75–5.11$. Практически идентичный график распределения лантаноидов характерен для анортозитов расслоенной серии ($La/Yb_N = 13.76$, $Eu/Eu^* = 5.55$), однако, общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах значительно ниже.

Таким образом, Ингодинский массив обладает всеми признаками контрастно расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов с дунит-троктолит-габбровой ассоциацией пород. По типу дифференциации и набору петрографических разновидностей пород массив обнаруживает общие черты сходства с Йоко-Довыренским (Северное Прибайкалье) [Толстых и др., 2008] и Лукиндинским (Становая область) [Бучко, Кудряшов, 2005] массивами. По петрохимическим параметрам породы массива характеризуются низкой железистостью и титанистостью, отличаются высокой магнезиальностью. От ультраосновных пород к основным наблюдается повышение глиноземистости при постоянно сохраняющемся натриевом уклоне щелочности.

Литература

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
Бучко И. В., Кудряшов Н. М. Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 95–103.
Толстых Н. Д., Орсов Д. А., Кривенко А. П., Изох А. Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008. 194 с.

М. М. Мачевариани, В. И. Алексеев
Санкт-Петербургский государственный горный университет,
г. Санкт-Петербург
wmdmaria@gmail.com

Типоморфные особенности циркона как индикаторы условий формирования Верхнеурмийских гранитоидов (Приамурье)

Введение. В районе Баджальского и Мяо-Чанского хребтов Приамурья широко распространены гранитоидные плутоны, которые играют важную роль в локализации редкометального оруденения крупнейшего Баджало-Комсомольского оловорудного района. Гранитоиды принадлежат к разным возрастным сериям и породным ассоциациям, поэтому их типизация традиционно вызывает споры и требует привлечения новых источников информации [Григорьев, 1997]. Выявление типоморфных особенностей акцессорных минералов гранитоидов способствует корректному расчленению интрузивных образований и поискам редкометальных гранитов в Приамурье. Циркон, широко распространенный акцессорный минерал, является одним из важнейших минералов-индикаторов условий петрогенеза. Были изучены цирконы из гранитоидов Верхнеурмийского массива, сложенного четырьмя фазами: крупно-, средне-, мелкозернистыми биотитовыми и среднезернистыми циннвальдитовыми гранитами, относящимися к литий-фтористому геохимическому типу и контролирующими гигантское Правоурмийское оловорудное месторождение [Кривовичев и др., 1997].

По данным эволюционного кристалломорфологического анализа (ЭКА) [Бродская и др., 1997] и растровой электронной микроскопии (РЭМ-JSM-6460LV (Jeol), СЦКП СПбГГУ, аналитик И. М. Гайдамако) проведена типизация цирконов и первичная генетическая интерпретация выявленных параметров.

В составе гранитов Баджальского района выявлены два основных типа циркона. Первый тип Zrn-Bt (рис. 1) включает типичные магматические цирконы, характерные для пород начальных членов редкометальных гранитоидных серий – гранодиоритов, нормальных гранитов. Zrn-Bt характеризуется преобладанием морфотипа P_4 на диаграмме Пюпена с началом кристаллизации при 850 °С и, соответственно, относительной маловодностью материнского расплава. Для него характерно малое количество дефектов микротекстуры зерен и осцилляторная зональность, свидетельствующие о долгой истории минералообразования. ZrO_2/HfO_2 отношение составляет 58.

Свойства цирконов второго типа Zrn-Znw (рис. 1) позволяют связывать их генетически с редкометальными литий-фтористыми гранитами. Для Hf-содержащего циркона второго типа ($ZrO_2/HfO_2 = 19$) выявлено преобладание морфотипов P_1 и P_3 по диаграмме Пюпена. Кристаллизация Zrn-Znw началась при 800 °С, а интервал распространения основных морфотипов соответствует 650–750 °С. Характерная «изъеденная» микротекстура и микротрещиноватость зерен, грубая зональность, повышенные содержания, в первую очередь, Hf, а так же U, Th, REE, позволили сделать выводы о формировании Zrn-Znw во флюидонасыщенном расплаве и интенсивном воздействии гидротерм на поздних стадиях роста циркона. Выделение двух типов цирконов подтверждается расположением фигуративных точек состава на тройной диаграмме Hf-Th-U (рис. 2).

На основании морфологии в каждом типе цирконов выделены подтипы, химический состав которых отражен в таблице.

В биотитовых гранитах выделяются два подтипа циркона: цирконы из собственно биотитовых гранитов (Zrn-Bt) и цирконы из гранит-порфиров (Zrn-порф). Для Zrn-Bt характерен морфотип P_4 , повышенные содержания Hf и U. Zrn-порф обогащен Fe и Th, для него характерен морфотип P_1 и удлиненные грани призмы. В циннвальдитовых гранитах выделяют «обычные» цирконы (Zrn-Znw), обогащенные U, Hf, REE, (As, Bi) и измененные цирконы (Zrn-Znw_изм) с повышенными содержаниями Hf, Fe, Th, (Ca, Al).

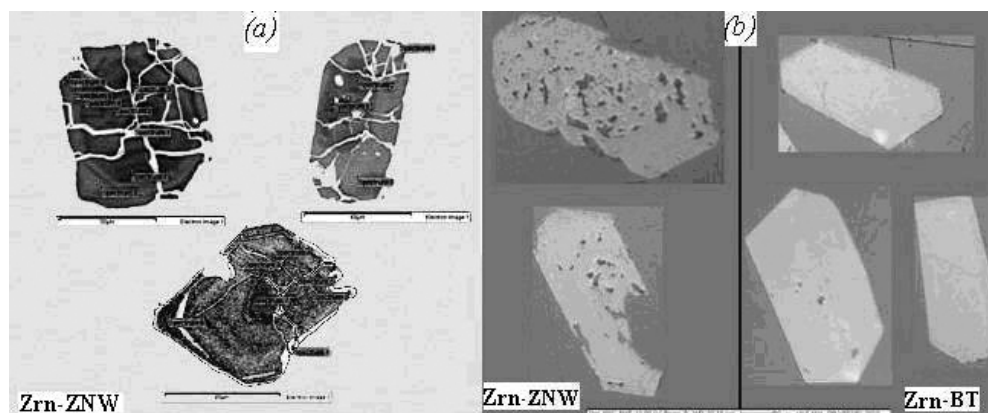


Рис. 1. Анатомия индивидов циркона из биотитовых (Zrn-BT) и циннвальдитовых (Zrn-ZNW) гранитов Верхнеурмийского массива: а – в режиме BSE; б – в режиме SE.

Т а б л и ц а

**Химический состав цирконов в гранитоидах
Верхнеурмийского массива (мас. %)**

Zrn-Bt	Сред.	Мин.	Макс.	Zrn-Znw	Сред.	Мин.	Макс.
SiO ₂	33.13	31.07	37.05	SiO ₂	31.99	19.72	36.84
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	P ₂ O ₅	1.14	0.01	17.23
Fe ₂ O ₃	0.57	0.01	1.27	Fe ₂ O ₃	0.75	0.01	5.39
Y ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Y ₂ O ₃	1.50	0.01	15.63
ZrO ₂	64.97	58.48	67.04	ZrO ₂	60.09	31.57	67.38
Sm ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Sm ₂ O ₃	0.03	0.01	0.66
Gd ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Gd ₂ O ₃	0.07	0.01	1.68
Dy ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Dy ₂ O ₃	0.21	0.01	2.73
Er ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Er ₂ O ₃	0.17	0.01	3.50
Yb ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Yb ₂ O ₃	0.55	0.01	6.32
HfO ₂	0.72	0.01	3.63	HfO ₂	1.90	0.01	6.19
ThO ₂	0.07	0.01	0.67	ThO ₂	0.32	0.01	3.57
UO ₂	0.49	0.01	2.33	UO ₂	0.85	0.01	4.86
CaO	0.01	0.01	0.01	CaO	0.08	0.01	0.88
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Al ₂ O ₃	0.21	0.01	5.23
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	K ₂ O	0.04	0.01	1.94
Bi ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Bi ₂ O ₃	0.12	0.01	2.64
As ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	As ₂ O ₃	0.04	0.01	0.77
Zrn-порф	Сред.	Мин.	Макс.	Zrn-Znw_изм	Сред.	Мин.	Макс.
SiO ₂	33.13	31.87	36.62	SiO ₂	32.56	26.59	34.38
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	P ₂ O ₅	0.48	0.01	9.81
Fe ₂ O ₃	0.42	0.01	1.71	Fe ₂ O ₃	1.06	0.01	5.92
Y ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Y ₂ O ₃	0.58	0.01	9.27
ZrO ₂	65.67	60.46	67.40	ZrO ₂	58.18	45.04	65.88
Sm ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Sm ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01
Gd ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Gd ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01
Dy ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Dy ₂ O ₃	0.18	0.01	2.09
Er ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Er ₂ O ₃	0.14	0.01	1.58
Yb ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Yb ₂ O ₃	0.44	0.01	3.84
HfO ₂	0.36	0.01	1.45	HfO ₂	4.47	0.08	17.16
ThO ₂	0.11	0.01	0.94	ThO ₂	0.54	0.01	3.96
UO ₂	0.41	0.01	2.20	UO ₂	0.74	0.01	2.97
CaO	0.01	0.01	0.01	CaO	0.18	0.01	1.40
Al ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Al ₂ O ₃	0.36	0.01	3.06
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	K ₂ O	0.05	0.01	0.93
Bi ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	Bi ₂ O ₃	0.10	0.01	3.62
As ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	As ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01

П р и м е ч а н и е . Типы цирконов описаны в тексте.

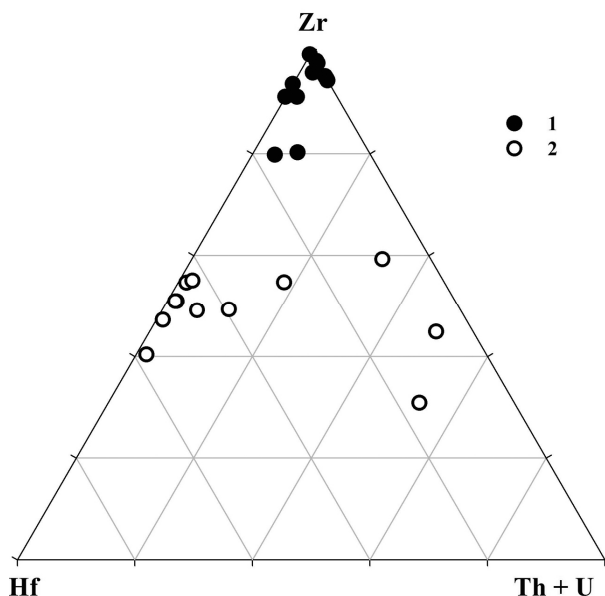


Рис. 2. Различия состава цирконов в биотитовых (1) и циннвальдитовых (2) гранитах Верхнеурмийского массива.

Генетическая интерпретация данных РЭМ и ЭКА. Эволюционный кристалломорфологический анализ показал контрастное различие морфологии цирконов из биотитовых (Zrn-Bt) и циннвальдитовых (Zrn-Znw) гранитов. Практически непрерывный «шток» основных морфотипов (I.A. = 700, I.T. = 300–800 °C) характерен для потенциально рудоносных гранитов субщелочно-лейкогранитовой формации. Кристаллизация биотитовых гранитов проходила в маловодных условиях при достаточно высоких температурах (900 °C для гранит-порфира, 850 °C для микро-, крупно- и среднезернистых биотитовых гранитов). Широкий диапазон морфоти-

пов циркона по оси I.A. свидетельствует о гетерогенности материнского расплава. Формирование редкометальных циннвальдитовых гранитов связано с флюидонасыщенным расплавом, имевшим температуру 750–650 °C, и завершалось уже в гидротермальных условиях.

Сравнительно более низкая температура образования циннвальдитового гранита косвенно подтверждает возможность участия в процессе фторидных комплексов. Перерыв в вертикальном температурном тренде распределения морфотипов циркона отражает, вероятно, наложение на закристаллизованные породы олово-, литий- и фторсодержащих флюидов, отделившихся в процессе эманационной дифференциации. Низкие скорости кристаллизации биотитовых гранитов обусловили формирование однородных цирконов, в то время как результатом быстрой кристаллизации литий-фтористых гранитов явилось образование пористых скелетных форм циркона.

Сетчатое строение зерен Zrn-Znw может быть обусловлено их частичным растворением вследствие быстрой смены условий роста кристалла. Характерная для цирконов Zrn-Znw сетка трещин гетерометрии возникает в результате разгрузки внутренних напряжений кристаллической решетки, осложненной примесями и дефектами. Эволюция состава магмы при непрерывном росте циркона оставила свой отпечаток в виде осцилляторной зональности Zrn-Bt, выявленной в режиме катодolumинесценции. Цирконы Zrn-Znw обладают более грубой зональностью, что говорит о менее стабильных условиях роста кристаллов при быстром охлаждении материнского расплава и нарушении регулярности решетки вследствие изоморфизма и формирования микроминералов-узников.

Особенности химического состава цирконов. Для цирконов Верхнеурмийского плутона характерна изоморфная примесь Fe (0.4–1.0). Вероятный механизм изоморфного замещения: $\text{Fe}^{2+} + 3(\text{Y,REE})^{3+} + \text{P}^{5+} = 3\text{Zr}^{4+} + \text{Si}^{4+}$; $\text{Fe}^{2+} + 4(\text{Y,REE})^{3+} +$

$P^{5+} = 4Zr^{4+} + Si^{4+}$. [Hoskin, Schaltegger, 2004]. Цирконы биотитовых гранитов $(Zr_{0.97}Fe_{0.02}U_{0.01})Si_{0.99}O_4$ свободны от примесей, а цирконы циннвальдитовых гранитов $-(Zr_{0.65}U_{0.12}Th_{0.09}Hf_{0.04}Fe_{0.02})Si_{0.99}O_4$ – содержат повышенные концентрации редких элементов: Hf, Th, U, REE, особенно в периферических частях зерен. Наиболее контрастным оказалось различие цирконов по содержанию гафния. Отношение Zr/Hf в цирконах циннвальдитовых и биотитовых гранитов составляет соответственно 19 и 58.

«Обычный» Zrn-Znw – единственный подтип циркона, который концентрирует тяжелые редкие земли: Sm и Gd. Таким образом, $\Sigma HREE / \Sigma LREE = 18.35$, является еще одним подтверждением существования постмагматических гидротермальных изменений, которым подвергались цирконы Zrn-Znw.

Статистический анализ данных элементного состава цирконов методом главных компонент позволил выделить три значимых фактора корреляции элементов: фактор истинного изоморфизма (36.3 %), фактор микровключений минералов-узников (17.6 %), фактор кластеризации вследствие эндокриптии (9.9 %).

Присутствие примесей редких земель особенно характерно для «обычных» Zrn-Znw. Значительное преобладание REE Y-группы над Ce-группой, связано с тем, что на начальных этапах кристаллизации часть редких земель (преимущественно, цериевых) в качестве изоморфной примеси входило в состав плагиоклазов, а элементы Ce-группы из остаточных расплавов образовывали собственный минерал – алланит. Тогда как элементы Y-группы на начальных этапах входили в состав роговой обманки. В остаточных расплавах элементы Y-группы входили в качестве изоморфной примеси в состав циркона Zrn-Znw.

Объяснена и учтена некорректность однозначной связи аномальных содержаний U, Th, Hf, Y, REE с изоморфизмом: в цирконах Zrn-Znw выявлено наличие минералов-узников изоструктурных с цирконом.

Таким образом, в составе гранитов Баджальского района установлены два типа циркона. Первый тип Zrn-Bt включает типичные магматические цирконы, характерные для пород начальных членов редкометальных гранитоидных серий – гранодиоритов и нормальных гранитов. Свойства цирконов второго типа Zrn-Znw позволяют связывать их генетически с редкометальными гранитами субщелочно-щелочно-гранитовых формаций – литий-фтористыми гранитами [Марин, 2004]. Hf-содержащий циркон второго типа сформировался во флюидонасыщенном расплаве и на поздних стадиях роста подвергался интенсивному гидротермальному воздействию. Полученный комплекс типоморфных признаков циркона гранитоидов позволяет проводить петрологические корреляции и выделять в Приамурье ранее не выявленные редкометальные граниты литий-фтористого типа.

Литература

Бродская Р. Л., Марина Е. Ю., Шнай Г. К. и др. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометальных формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона // Записки ВМО. 1986. № 1. С. 50–62.

Григорьев С. И. Особенности вещественного состава позднемезозойских гранитоидов Баджальского и Комсомольского рудных районов, их петрогенезис и связь с оруденением // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 103–115.

Кривовичев В. Г., Брусницын А. И., Зайцев А. Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. № 2. С. 106–111.

Марин Ю. Б. Акцессорные минералы гранитоидных серий оловянных и молибденовых провинций // Записки РМО. 2004. № 6. С. 1–7.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. № 1. P. 27–62.

П. И. Михеева, В. И. Алексеев

*Санкт-Петербургский государственный горный университет,
г. Санкт-Петербург*

**Типохимизм алланита в гранитоидах
Верхнеурмийского рудного узла (Приамурье)**
(научный руководитель Ю. Б. Марин)

Целью работы является изучение одного из главнейших акцессориев гранитоидов – редкоземельного силиката алланита. Изучение особенностей типоморфизма алланита для пород Верхнеурмийского массива Баджальского оловорудного района важно для выделения дополнительных поисковых критериев Li-F гранитов, послуживших источником флюидов, под воздействием которых происходило образование оловорудных грейзенов Правоурмийского месторождения. Изучение эволюции химического состава алланита позволит воссоздать и оценить изменения условий кристаллизации минерала, связанных со становлением гранитоидного массива.

При изучении гранитоидов Верхнеурмийского массива, на территории Баджальского оловорудного района были выявлены два вида алланита: алланит-(Ce) и алланит-(Y). Оба вида отличаются переменным составом и характерными особенностями морфологии индивидов. Образцы для изучения представляли собой мономинеральные зерна и плоскополированные шлифы пород массива.

Массив сложен гранитами четырех фаз внедрения: крупнозернистыми (I), среднезернистыми (II), мелкозернистыми (III) и среднезернистыми литий-фтористыми (IV) гранитами [Кривовичев и др., 1996]. Большую площадь занимают среднезернистые биотитовые граниты (Bt-гранит). За время предшествующего полевого и лабораторного изучения массива были выделены биотитовые гранит-порфиры, чье образование происходило позже равномернозернистых. Такие породы как эльван, порфировидный эльван, кварцевый монцонит и кварцевый монцонит-порфир, слагают дайки, секущие граниты. Для богатых литием и фтором гранитоидов завершающей фазы внедрения характерно присутствие слюды протолитионит-циннвальдитового ряда. В дальнейшем эти граниты именуются циннвальдитовые (Zpw-гранит). Различия химического состава и морфологии алланита позволяет выявить типоморфные особенности минерала, характерные для пород каждой фазы внедрения. Наиболее важным является изучение алланита в литий-фтористых гранитах, близких по своим свойствам к редкометальным.

Данные о химическом составе были получены с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) JSM-6460LV фирмы Jeol с волнодисперсионным микроанализатором. Были получены контрастные изображения зерен алланита в обратно рассеянных электронах. Исследование проводилось в научно-образовательном центре коллективного пользования высокотехнологичным оборудованием в СПбГУ,

аналитик И. М. Гайдамако. Характеристики режима анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, высокий вакуум, поверхность шлифа напылена золотом.

Биотитовые граниты. При изучении на РЭМ в шлифах биотитовых гранитов установлен алланит-(Ce). Алланит-(Ce) представлен крупными идиоморфными, нередко сдвойникованными кристаллами размером до 1 мм. В проходящем свете видна зональная окраска, зоны бурого цвета различных оттенков и разной степени плеохроизма. Зональность можно заметить при введенном анализаторе и при его отсутствии. BSE-изображения выявляют тонкую осцилляторную зональность, вызванную вариациями содержаний РЗЭ. В его состав входят La и Nd и характерны примеси Ti, Mn и Th. Состав можно описать формулой, рассчитанной по методу зарядов (25 зарядов) – $(\text{Ca}_{1.20}\text{Ce}_{0.29}\text{La}_{0.16}\text{Nd}_{0.09})_{1.74}(\text{Al}_{1.40}\text{Fe}_{1.04}\text{Ti}_{0.24})_{2.68}\text{Si}_{3.18}\text{O}_{12}\text{OH}$. Содержание Ce_2O_3 колеблется от 8.25 до 26.79 мас. %. При повышении содержаний Ce происходит резкое увеличение содержаний La и Nd (от 0.39 до 13.83 мас. % для La и от 1.94 до 8.60 мас. % для Nd) и снижение содержаний Fe (от 24.98 до 9.62 мас. %).

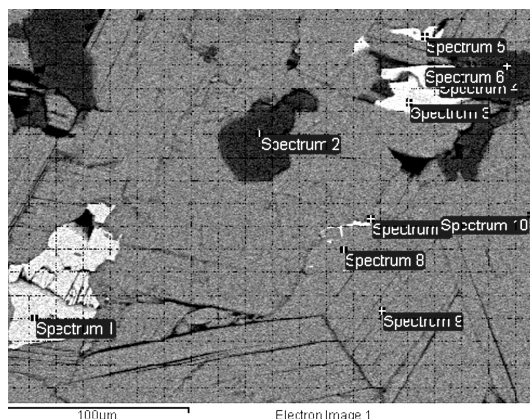
При минералогическом анализе искусственного шлиха биотитового крупнозернистого гранита был произведен отбор мономинеральных зерен двух генераций алланита. В огранке кристаллов алланита-1 доминируют грани призмы (110). Кристаллы обладают смоляным блеском, раковистым изломом. Размер зерен составляет от 1.0 до 1.5 мм. Вторая генерация (алланит-2) представляет собой агрегат просвечивающих зерен красновато-бурого цвета со стекляннным блеском. Размер зерен составляет 1–2 мм. Элементный состав алланита-1 в целом соответствует составу, полученному при изучении шлифов. Состав алланита-2 мало изменчив и соответствует алланиту-(Y). В алланите-2 отсутствуют Ca и Al, а содержания Y_2O_3 меняются от 14.22 до 33.88 мас. %. Такие содержания плохо соответствуют теоретической формуле. Рассчитанная формула: $(\text{Y}_{1.52}\text{Dy}_{0.26}\text{Ce}_{0.17}\text{Nd}_{0.17}\text{Gd}_{0.15}\text{Yb}_{0.11}\text{Er}_{0.9})_{2.59}(\text{Fe})_{1.31}\text{Si}_{3.32}\text{O}_{12}\text{O}(\text{OH})$. Содержания Mn, Ti составляют сотые доли процента.

Гранит-порфир. На BSE-изображениях алланит представлен зональными кристаллами алланита-(Ce). Лишь в одном зерне внешняя кайма алланита-(Ce) обогащена Y (2.64 мас. % Y_2O_3).

Породы даек. В шлифе кварцевого монзонит-порфира, также как и в биотитовом граните, обнаружено два вида алланита (рис. 1). Алланит-(Ce) с формулой $(\text{Ca}_{1.05}\text{Ce}_{0.37}\text{La}_{0.01})_{1.43}(\text{Fe}_{1.40})_{1.40}\text{Si}_{3.17}\text{O}_{12}\text{OH}$ представлен кристаллами неправильной формы размером примерно 50 мкм. Алланит-(Y) представлен выделением неправильной формы в слюде. Формула минерала: $(\text{Y}_{0.79}\text{Mg}_{0.47}\text{K}_{0.14})_{1.40}(\text{Fe}_{1.53}\text{Al}_{0.95}\text{Ti}_{0.07})_{2.55}(\text{Si}_{3.17}\text{P}_{0.60})_{3.32}\text{O}_{12}\text{OH}$. Аномально высокие содержания Y отмечаются в алланите из эльвана. Содержание Y_2O_3 достигает 44.23 мас. %. Содержание других основных компонентов (Ca, Al, Fe) изменяется отлично от их колебаний в высоко-иттриевом алланите-2 биотитового гранита. В алланите-(Y) из эльвана содержится Al и Ca, при полном отсутствии Fe. Представительная формула: $(\text{Y}_{2.53}\text{Ca}_{0.66}\text{Dy}_{0.17}\text{Nd}_{0.12}\text{Gd}_{0.09}\text{Sm}_{0.08}\text{Ce}_{0.07})_{3.71}(\text{Al})_{1.10}\text{Si}_{2.80}\text{O}_{12}\text{O}(\text{OH})$.

Циннвальдитовый гранит. В этих породах встречается только алланит-(Y), который находится в ассоциации с кварцем и калиевыми полевыми шпатами и представлен мелкими ксеноморфными выделениями размерами в первые десятки микрометров, заполняющими трещины в матрице. Алланит-(Y) содержит аномальное количество Y_2O_3 (до 27.47 мас. %) при теоретическом содержании 22.63 мас. % [www.webmineral.com]. Формула минерала: $(\text{Ca}_{1.95}\text{Mn}_{0.33}\text{Y}_{1.63}\text{Dy}_{0.12}\text{Yb}_{0.10}\text{Er}_{0.08}\text{Ce}_{0.03}\text{Gd}_{0.04})_{4.26}(\text{Fe}_{0.03}\text{Al}_{0.61})_{0.64}\text{Si}_{3.14}\text{O}_{12}\text{O}(\text{OH})$.

Рис. 1. BSE-изображение алланита в кварцевом монцитит-порфире (спектры 3, 5 – алланит-(Ce), спектр 7 – алланит-(Y)).



Согласно проведенным исследованиям, последняя фаза становления Верхнеурмийского гранитного массива, обогащенная летучими компонентами и тяжелыми РЗЭ, оказала влияние на состав акцессорного алланита более ранних фаз. Присутствие в биотитовом граните двух генераций алланита, резко различных по составу и морфологии, указывает на возможную наложенную минерализацию, ставшую следствием эманационной дифференциации. Последняя приводит к накоплению в последних фазах F, обстановка повышенной кислотности способствует накоплению HREE и Y, особенно в Znw-гранитах (рис. 2). Повышенные концентрации HREE и Y приводят к разрушению «эпидотовой» структуры алланита. Теоретически только половина атомов в структуре эпидота может быть замещена лантаноидами по схеме $Ca^{2+} + Al^{3+} \rightarrow TR^{3+} + Fe^{2+}$ [Гинзбург, 1989]. Этим можно объяснить отсутствие габитусных форм алланита-(Y) в Znw-гранитах и в монцитите. Вторая генерация алланита с зернистой структурой и высокоиттриевым составом возможна при перекристаллизации алланита под действием высокотемпературных кислых флюидов в уже остывшей раскристаллизовавшейся породе. Резкая разница в температуре послужила толчком для образования множества центров кристаллизации, следствием этого стало образование «агрегатного» алланита-(Y). Если объяснять повышение содержаний Y и смены LREE специализации на HREE (появление алланита-(Y)) в биотитовом граните начальной фазы становления массива влиянием летучих компонентов, то важно понять, почему изменению подвергся не весь алланит, и как этот процесс отразился на составе других минералов, например, слюды.

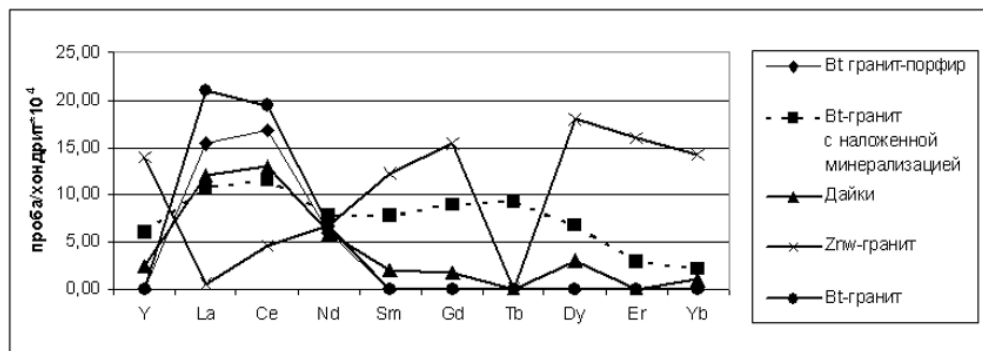


Рис. 2. Распределение REE и Y в алланите из пород Верхнеурмийского массива.

Таким образом, состав алланита тесно связан с составом материнских пород. В то же время, изменение его состава может указывать на сильное влияние остаточных флюидов поздней фазы становления массива. Следующим этапом является изучение алланита грейзенов и других метасоматических пород, с которыми связано оруденение.

Литература

- Гинзбург А. И. Типоморфизм минералов: Справочник. М.: Недра, 1989. 560 с.
- Доливо-Добровольский В. В., Гульбин Ю. Л. Физическая химия геологических процессов. Методы физико-химических расчетов процессов минералообразования. Учебное пособие. СПб: СПбГИ, 2002. 70 с.
- Кривовичев В. Г., Брусницын А. И., Зайцев А. Н. Абсолютный возраст и геохимические особенности гранитов Верхнеурмийского массива (Приамурье, Дальний Восток) // Геохимия. 1996. № 2. С. 106-111.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра, 1979. 296 с.
- Марин Ю. Б. Акцессорные минералы гранитоидных серий оловянных и молибденовых провинций // Записки РМО. 2004. Ч. 133. № 6. С. 1–7.
- Семенов Е. И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актининов). М.: ГЕОС, 2001. 307 с.

С. М. Лебедева, В. Г. Кориневский
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
lebedeva@mineralogy.ru

Возможности КР-спектроскопии при диагностике минералов

В последнее время при геохимических исследованиях все чаще применяется метод рамановской микроскопии, предназначенный для определения молекулярного состава вещества (газового, жидкого или твердого) без его растворения или разрушения. Источником информации является спектр комбинационного рассеяния света – рамановский спектр анализируемого объекта, который возникает в результате неупругого рассеяния света, падающего на атомы и молекулы. При освещении вещества монохроматическим светом лазера в спектре рассеянного света появляются линии, которые сдвинуты относительно падающего излучения на величину, равную колебательным и вращательным частотам многоатомных структурных комплексов [Сушинский, 1981].

Спектроскопия комбинационного рассеяния света (КРС или рамановская спектроскопия), является основным методом в изучении особенностей структуры минералов. Метод дает информацию об особенностях их локальной молекулярной структуры. При этом в экспериментах по рамановской спектроскопии реализуется высокое пространственное разрешение (до 0.5–1 мкм) в сочетании с простотой пробоподготовки, сниженными требованиями к образцу и отсутствием разрушений после анализа. В настоящее время появление достаточно компактных источников лазерного излучения, специализированных микроскопов и аппаратуры регистрации в сочетании с

компьютерными программами обработки КР спектров позволили применять их для диагностики минералов.

В 2009 г. в Институте минералогии УрО РАН на базе лаборатории экспериментальной минералогии и физики минералов введен в эксплуатацию новый метод изучения вещества – рамановская микроспектроскопия, которая проводится на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR 320, оборудованным стандартным He-Ne лазером (P_{max} 20 мВт, λ 632.8 нм, красный цвет). Спектральное разрешение прибора зависит от решетки и диапазона регистрации спектра, который, в свою очередь, простирается от длины волны возбуждающего лазерного излучения в длинноволновую область. В состав рамановского спектрометра входит высокостабильный микроскоп Olympus BX41. Градуировка фокуса составляет 1 мкм. В комплекте имеются объективы 10X (NA 0.25), 50X (NA 0.5), 50X (NA 0.75), 100X (NA 0.9). Микроскоп в комплексе с цифровой фотокамерой спектрометра HR 320 позволяет выводить на экран и производить запись на жесткий диск компьютера черно-белых изображений (разрешение 1280?1024 пикселей) исследуемых областей образцов при различном увеличении. Могут быть получены изображения поверхности в отраженном свете и снимки с разной глубины образца в проходящем свете (при условии прозрачности образцов). Могут быть изучены твердые, газовой-жидкие, жидкие включения в прозрачных образцах.

В оптической схеме данного прибора применяется конфокальная оптика, что позволяет послойно сканировать прозрачный образец в глубину с шагом в 1 мкм, а также изменять площадь анализируемой области образца, т.е. управлять локальностью анализа.

При помощи рамановского микроспектрометра можно изучать шлифы, аншлифы горных пород, отдельные зерна минералов (наклейка зерен на скотч, полированные зерна минералов в эпоксидной матрице), жидкости. Могут анализироваться как кристаллические, так и аморфные вещества, прозрачные и непрозрачные. Можно исследовать образцы размером от 1 мкм до 3 см. Однако при рамановской спектроскопии следует предъявлять значительно более жесткие требования к чистоте пробы, поскольку даже наличие следовых концентраций загрязнителей (смазки шлифа, промывной жидкости) препятствуют снятию поддающихся расшифровке спектров. Также рекомендуется проводить исследование методом рамановской спектроскопии до изучения материала на микронзонде, т.к. при подготовке к нему используется напыление углеродом.

Управление спектрометром осуществляется с помощью программы Labspec v.5. Программа позволяет управлять регистрацией спектров и последующей их математической обработкой: коррекция базовой линии, вычитание фона, нормирование, разложение на составляющие. Время накопления сигнала при регистрации спектров комбинационного рассеяния света зависит от образца, его количества, длины волны и мощности лазера и пр., и может варьировать от секунд до минут. В наших исследованиях спектры были получены в результате сложения 20 промежуточных спектров со временем накопления 30 секунд.

Запись спектров на жесткий диск компьютера осуществляется в различных форматах, наиболее доступным является TXT формат, который можно легко экспортировать в стандартную программу Windows MS Excel.

Диагностика минералов по спектрам КР облегчается наличием в Интернете ряда компьютерных баз данных по КР спектрам. Такими интернет-базами раманов-

ских спектров являются **Raman Spectra Database of Minerals and Inorganic Materials (RASMIN)**, Raman database Geofluids Laboratory [<http://riodb.ibase.aist.go.jp/rasmin>; <http://www.dst.unisi.it/geofluids-lab/Raman%20intro.htm>] и наиболее обширная по количеству КР спектров интернет-база данных по породообразующим горным породам проекта **RRUFF.INFO**, содержащая более 3000 спектров различных минералов [<http://rruff.info>]. На сегодняшний день в базе находятся данные по 3176 образцу 1900 разновидностей минералов с акцентом на драгоценных камнях и породообразующих минералах. Для большинства минералов помимо рамановских спектров приведены макро- и микрофотографии, данные о химическом составе, спектры рентгеновской дифракции, иногда спектры инфракрасного поглощения, ссылки на литературные источники в формате PDF. База является свободной для доступа, постоянно пополняемой и развиваемой многими исследователями [RRUFF Project]. К сожалению, в этих базах отсутствуют сведения по спектрам ряда минералов и их разновидностей, поэтому необходимо их пополнение с использованием полученных исследователями спектров химически проанализированных зерен этих минералов.

Спектроскопию комбинационного рассеяния наиболее целесообразно применять:

– для определения состава зерен в тонкозернистых породах или состава акцессорных минералов;

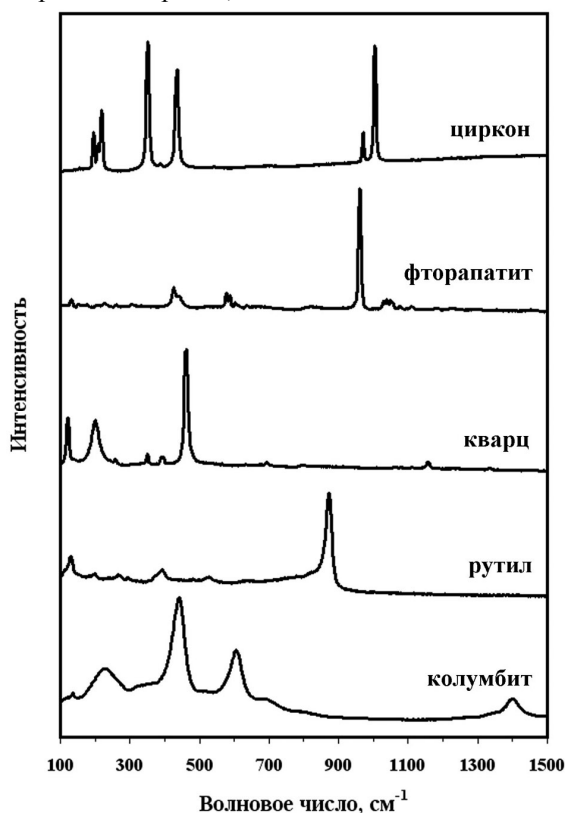


Рис. Спектры комбинационного рассеяния минералов, неотличимых в мелких зернах.

– для контроля чистоты отбора зерен определенного минерала, отбираемого для изотопных, рентгеновских и др. видов исследований. Этот метод особенно эффективен при отборе зерен циркона для определения по ним абсолютного возраста (Shrimp-II), поскольку макроскопически мелкие зерна циркона (они обычно мельче 0.25 мм) весьма похожи на прозрачные и блестящие зерна других минералов (апатит, монацит, эпидот, кварц и др.);

– для определения состава мелких включений в минералах (примеси в кварце, включения в гранатах, плагиоклазе и т.п.), которые практически невозможно извлечь для исследования другими методами;

– для уточнения диагностики отдельного зерна минерала в сочетании с данными дебаеграммы.

Нами была оценена возможность использования баз данных рамановских спектров для идентификации минералов

на примере отдельных разностей. Были получены спектры комбинационного рассеяния различных минералов, которые макроскопически в очень мелких зернах практически неотличимы (рис.). Далее, используя интернет-базы данных, осуществлялся поиск и идентификация предполагаемых минералов. По спектрам КР были идентифицированы циркон, F-апатит, кварц, рутил и колумбит, что соответствует спектрам данных минералов из баз данных.

Таким образом, базы данных КР спектров минералов являются незаменимым помощником в руках минералогов. Диагностика минералов методом КР спектроскопии значительно быстрее и менее затратна, чем другие методы исследований.

Литература

Сушчинский М. М. Комбинационное рассеяние света и строение вещества. М.: Наука, 1981. 183 с.

Raman Spectra Database of Minerals and Inorganic Materials. <http://riodb.ibase.aist.go.jp/rasmin/>
Raman database Geofluids Laboratory. <http://www.dst.unisi.it/geofluids-lab/Raman%20intro.htm>
RRUFF Project. <http://rruff.info/>