Часть 5. МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В.Н. Анфилогов, Л.Я. Кабанова, М.А. Корекина, В.М. Рыжков
Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru

К вопросу о геологическом строении Карабашского рудного района (Южный Урал)

Карабашский рудный район на Южном Урале является уникальным структурным районом Уральской складчатой системы, образованным на сочленении Магнитогорского и Тагильского прогибов. Его уникальность заключается в том, что палеозойская колчеданоносная полоса шириной не более 8 км оказалась зажатой между двумя блоками древних метаморфических пород. В этой полосе расположено Карабашское медноколчеданное месторождение, представленное крутопадающими рудными телами, которые первоначально имели горизонтальное залегание. В связи с этим представляет интерес восстановить первоначальную структуру района и условия его тектонической эволюции. Для уточнения геологического строения района нами изучен геологический разрез палеозойской полосы. Особое внимание уделялось взаимоотношениям палеозойских вулканогенно-осадочных пород с телами серпентинизированных ультрамафитов. U-Pb методом по циркону выполнены определения возраста тел ультрабазитов, залегающих в вулканогенно-осадочных породах.

Рис. 1. Серпентинитовый меланж на контакте тела ультрамафита.

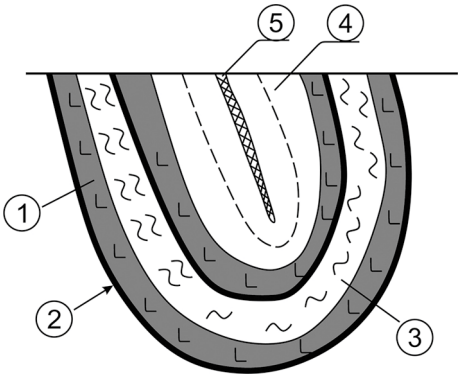

Рис. 2. Схематический геологический разрез Карабашского рудного района (вне масштаба).

1 – тела ультрамафитов; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – графитистые сланцы; 4 – палеозойские вуканогенно-осадочные породы; 5 – медноколчеданное рудное тело.

Установлено, что возраст ультрамафитов Карабашского рудного района составляет 430–440 млн лет. На контакте тел ультрамафитов с вмещающими породами обнаружены зоны серпентинитового меланжа мощностью до 60 м (рис. 1). Закономерное расположение этих зон на восточном и западном контактах тел ультрамафитов с вмещающими породами дает возможность использовать их как маркирующие горизонты при построении геологического разреза Карабашского рудного района. Это позволило установить, что в разрезе Карабашский рудный район представляет собой моноклинальную синклинальную складку, образованную путем сжатия первоначально горизонтальных слоев в направлении с востока на запад (рис. 2). Установлено, что месторождение золота Золотая гора залегает в восточном крыле синклинали. Возраст родингитов месторождения свидетельствует о том, что образование рудных тел было инициировано процессом тектонического сжатия [Краснобаев и др., 2016].

Литература

Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Сергеев С.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Медведева Е.В. Цирконология гипербазитов Карабашского массива (Южный Урал) // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 1. С. 65–71.

В.И. Сначев
Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru

Геодинамические условия образования и физико-химические условия метаморфизма самарской толщи (Восточно-Уральское поднятие)

Самарская толща (RF_1?sm) выделена Н.С. Кузнецовым (ОАО Челябинскгеосъемка) в 1995 г. при проведении ГДП-50. Она распространена в пределах Восточно-Уральского поднятия, в северном и западном обрамлении Челябинского плутона (листы М 1:200 000: N-41-I, Кыштым; N-41-II, Кунашак; N-41-VII, Миасс и N-41-VIII, Челябинск). По данным геолого-съемочных работ с участием автора толща сложена филлитами, филлитовидными сланцами, метапесчаниками, кварцитопесчаниками, кварцитами и метабазальтами с редкими прослоями углеродистых сланцев, телами ультрамафитов казбаевского комплекса с хромитами. Контакты с нижележащими образованиями тектонические, а с вышележащими – несогласные. Мощность самарской толщи составляет более 1500 м. На основании геологических данных самарская толща датирована ранним рифеем. Ранее Н.Ф. Мамаев относил ее к ордовику и сопоставлял с маячной свитой, а В.К. Костарев и А.И. Батанин называли ее «подсерпентинитовой» толщей и включали в состав рымникской свиты (V–O?). Нижнерифейский возраст толщи принят в соответствии с Южно-Уральской серийной легендой; надежные радиологические данные отсутствуют.

Реконструкция физико-химических условий метаморфизма пород самарской толщи проведена на основе изучения биотит-гранатового парагенезиса, установленного в метабазальтах северо-западного обрамления Варламовского массива (южнее широты д. Казбаево), а также периферии Челябинского массива. Состав минералов, отобранных из пород толщи (табл. 1), проанализирован И.А. Блиновым на СЭМ Tescan

Таблица 1

Состав биотита (Bi) и граната (Gr) пород самарской толщи (мас. %)

Минерал	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Сумма	$X_{Mg}^{Bi,Gr}$
Bi-1	38.52	1.82	18.86	17.52	0.00	0.00	12.17	0.28	9.07	98.26	0.55
Bi-2	38.64	1.84	18.86	16.91	0.30	0.00	12.74	0.25	8.95	98.49	0.57
Bi-3	38.61	1.52	18.63	17.15	0.00	0.00	12.46	0.33	9.25	97.96	0.56
Gr-1	37.26	0.00	20.88	19.71	16.55	4.30	1.51	0.00	0.00	100.21	0.07
Gr-2	37.29	0.00	21.21	19.48	17.11	3.73	1.65	0.00	0.00	100.46	0.07
Gr-3	37.02	0.00	21.27	18.81	16.92	3.74	1.75	0.00	0.00	99.52	0.08

Bi-1 – $(K_{0.85}Na_{0.04})_{0.89}(Mg_{1.34}Fe_{1.08}Mn_{0.00}Ti_{0.10}Al_{0.48})_3(Si_{2.84}Al_{1.16})_4O_{10}[O_{0.41}(OH)_{1.59}]_2$
Bi-2 – $(K_{0.84}Na_{0.04})_{0.88}(Mg_{1.39}Fe_{1.03}Mn_{0.02}Ti_{0.10}Al_{0.46})_3(Si_{2.83}Al_{1.17})_4O_{10}[O_{0.37}(OH)_{1.63}]_2$
Bi-3 – $(K_{0.87}Na_{0.05})_{0.92}(Mg_{1.37}Fe_{1.06}Mn_{0.00}Ti_{0.08}Al_{0.48})_3(Si_{2.86}Al_{1.14})_4O_{10}[O_{0.40}(OH)_{1.60}]_2$
Gr-1 – $(Ca_{0.37}Fe_{1.33}Mg_{0.18}Mn_{1.13})_{3.01}Al_{1.99}Si_3O_{12}$
Gr-2 – $(Ca_{0.32}Fe_{1.31}Mg_{0.20}Mn_{1.17})_3Al_{2.00}Si_3O_{12}$
Gr-3 – $(Ca_{0.33}Fe_{1.27}Mg_{0.21}Mn_{1.16}Al_{0.03})_3Al_2Si_3O_{12}$

Примечание. Bi-1 – № пробы 9063, № анализа 18473a; Bi-2 – 9063, 18473b; Bi-3 – 9063, 18473c; Gr-1 – 9063, 18473e; Gr-2 – 9063, 18473f; Gr-3 – 9063, 18473g.

Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс). Формулы минералов рассчитывались по методике [Борнеман-Старынкевич, 1964], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей парагенезиса биотит-гранат [Перчук, Рябчиков, 1976; Термо- и барометрия…, 1977] получены температуры и оценена глубина формирования пород.

На рисунке 1 в координатах X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe+Mn) (значения мольных долей компонентов в биотите и гранате) показаны точки составов для трех пар указанных метаморфических минералов. Все ассоциации образуют единое поле. Температуры их образования составляют 450–470 °С. Вместе с тем, давление, рассчитанное по температуре и коэффициенту lnK, где $K=X_{Mg}^{Gr}/X_{Mg}^{Bi}$ [Термо- и барометрия…, 1977], составило 2.0–2.7 кбар (рис. 2), что соответствует глубине 7–9 км (абиссальная зона). В соответствии со схемой фаций регионального метаморфизма [Термо- и барометрия…, 1977], породы самарской толщи испытали метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации в позднерифейско-вендское время в период становления Варламовского гранито-гнейсового массива. Учитывая, что среди рассматриваемых отложений отмечены редкие прослои углеродистых сланцев, можно предположить наличие в них золоторудной минерализации [Демин, Сначев, 1981; Рыкус и др., 2009].

Геодинамические условия формирования пород самарской толщи установлены на основе петрохимических особенностей метабазальтов, которые представлены исключительно толеитовыми или субщелочными разновидностями (табл. 2). Состав основных эффузивов самарской толщи на диаграммах al'–TiO_2 (al' – $Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$ и TiO_2 – (Na_2O+K_2O) [Савельев и др., 2006]), приурочен к области эпиплатформенных континентальных рифтов (относительно высокотитанистые породы) и участку ее пересечения с полем срединно-океанических хребтов (низкотитанистые породы). Более точная реконструкция геодинамических условий образования метабазальтов может быть установлена с помощью РЗЭ. Их средние значения для 20 проб, проанализированных

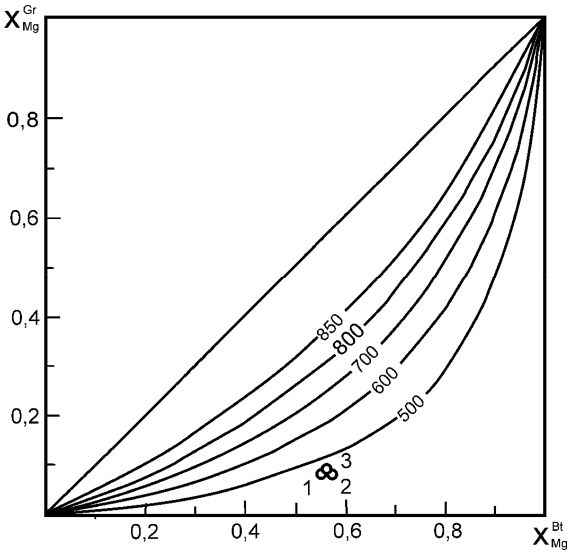

Рис. 1. Диаграмма фазового соответствия X_{Mg}^{Gr}–X_{Mg}^{Bi} [Перчук, Рябчиков, 1976] в породах самарской толщи.

500–800 – изограды температур образования гранат-биотитовой ассоциации, °С. Круги – биотит-гранатовые пары (см. табл. 1).

нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ РАН (г. Москва, аналитик Д.Ю. Сапожников), составили (г/т): La 28.6, Ce 47.8, Sm 5.7, Eu 2.15, Yb 3.77 и Lu 0.39, что указывает на высокую степень дифференциации концентраций легких и тяжелых РЗЭ. Нормированные к хондриту [Балашов, 1976] содержания РЗЭ подтверждают этот вывод: La_N 84.1, Ce_N 52.5, Sm_N 29.2, Eu_N 29.5, Yb_N 17.1, Lu_N 11.5. Толеитовые базальты с подобными петрогеохимическими характеристиками формируются в обстановках континентальных рифтовых зон и рифтовых структур, а также океанических островов [Геодинамические..., 1989].

Таким образом, учитывая приведенный выше аналитический материал по физико-химическим и геодинамическим условиям образования и преобразования пород самарской толщи, можно предположить, что они сформировались в раннерифейское время в обстановке эпиплатформенного континентального рифтогенеза. В дальнейшем

Таблица 2

Химический состав базальтов и их туфов листа N-41-II

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
1	47.67	1.80	13.27	7.71	7.77	0.18	5.72	12.31	1.38	0.16	0.19	2.14	100.30
2	49.86	1.68	13.82	4.81	8.20	0.12	6.22	9.20	2.76	0.24	0.13	2.44	99.48
3	50.67	1.80	11.98	5.32	9.24	0.10	5.63	9.86	3.12	0.25	0.11	1.50	99.58
4	51.44	0.99	17.42	4.88	6.46	0.14	4.54	7.52	3.84	1.12	0.22	2.47	101.04
5	48.38	1.50	12.40	5.88	8.73	0.21	7.67	11.32	0.84	0.09	0.09	2.40	99.51
6	48.00	2.06	13.67	6.89	7.22	0.23	4.78	12.05	2.40	0.16	0.17	2.80	100.43
7	46.76	1.08	16.77	3.11	5.46	0.14	9.15	9.72	2.91	0.54	0.09	3.92	99.65
8	48.10	1.60	14.24	4.37	6.92	0.16	6.86	10.42	3.00	0.12	0.15	3.16	99.10
9	48.86	2.06	13.67	5.11	8.05	0.17	5.38	10.91	2.60	0.18	0.16	2.06	99.21
10	48.30	1.72	13.13	5.51	7.66	0.34	6.29	10.15	3.65	0.14	0.13	2.56	99.58
11	44.84	1.85	14.86	5.19	6.23	0.14	8.27	11.20	2.81	0.29	0.195	3.64	99.52

Примечание. Анализы принадлежат геолого-съемочной партии ОАО Челябинскгеосъемка.

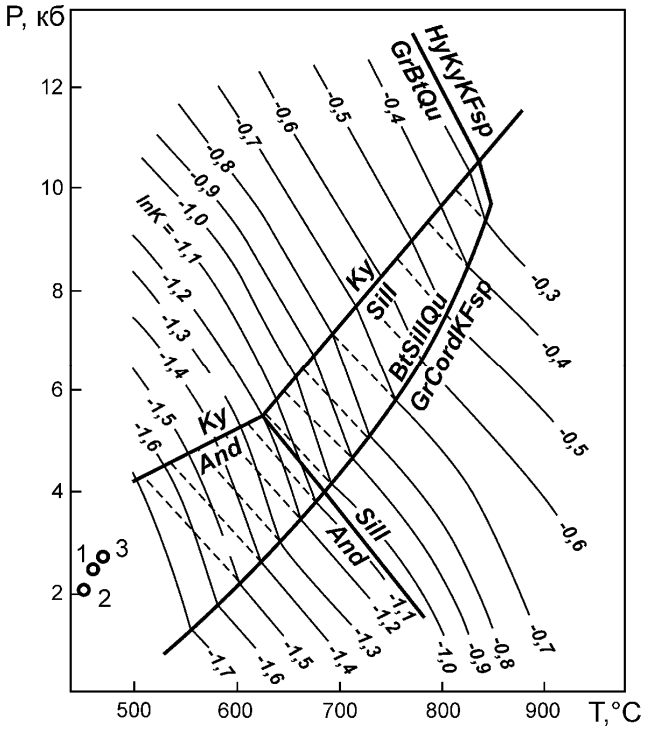

Рис. 2. Диаграмма P-T для определения давления по T и lnK [Термо- и барометрия…, 1977] в породах самарской толщи (точки 1–3, см. табл. 1).

Поля минералов: And – андалузит, Ky – кианит, Sill – силлиманит, Bi – биотит, Gr – гранат, Cord – кордиерит, KFsp – калиевый полевой шпат, Qu – кварц, Hy – гиперстен.

отложения испытали региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, а в южной части – локальный зональный контактовый метаморфизм (эпидот-амфиболитовая фация) при температуре 450–470 °C и давлении 2.0–2.7 кбар, что соответствует глубине 7–9 км (абиссальная зона). Последний этап связан со становлением в позднерифейско-вендское время близрасположенного крупного Варламовского гранитно-мигматитового купола.

Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.

Геодинамические реконструкции / Под редакцией В.А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.

Демин Ю.И., Сначев В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Доклады Академии наук СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 152–156.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначев А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник. 2006. № 5. С. 86–104.

Термо- и барометрия метаморфических пород / Под редакцией В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.

А.Н. Савичев
Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс
ansavichev@mineralogy.ru

Фрактальная размерность гранулированного кварца Уфалейского кварцево-жильного района (Южный Урал)

В пределах Уфалейского кварцево-жильного района (УКЖР) на Южном Урале, пространственно совпадающего с докембрийскими образованиями одноименного гнейсово-мигматитового комплекса, по результатам поисковых и оценочных работ выявлено 2270 кварцевых жил и проявлений, сложенных преимущественно гранулированным кварцем. Кварцевые жилы УКЖР приурочены к областям активного динамического влияния разломов и сопровождаются зонами тектоно-термальной активности (рис. 1).

Современный облик кварцевых жил, состоящих из поликристаллических, практически мономинеральных кварцевых агрегатов, известных под названием гранулированного кварца, по своим структурно-текстурным особенностям и условиям образования отнесен нами к метаморфическим кварцевым тектонитам [Савичев, 1990]. При их изучении как структурно сложных образований мы будем использовать фрактальный подход, который «…может выступать универсальным способом анализа пространственных изображений независимо от их сложности» [Гульбин и др., 1997]. Оценить меру сложности структурно-текстурных узоров гранулированного кварца можно с помощью фрактальной размерности [Иванюк и др., 2009].

Всего проанализировано 30 петрографических пластин из кварцевых объектов четырех различных геологических зон, характеризующих основные участки локализации кварцевых жил в пределах УКЖР: а) центральная часть, в которой кварцевые тела пространственно совмещены с гигантомигматитами (возраст вмещающих пород PR_1); б) основная кварцево-жильная полоса, сопряженная со Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоной, в которой сосредоточено более 90 % разведанных запасов особо чистого кварца (возраст вмещающих пород PR_1); в) основная кварцево-жильная полоса, сопряженная с западной частью зоны активного динамического влияния Главного Уральского разлома (вмещающие породы – куртинская свита R_2); и г) зоны активного динамического влияния осевой части Главного Уральского разлома как в породах куртинской свиты, так и в зеленосланцевых породах Тагило-Магнитогорского прогиба (PZ). Схема геологического строения юго-восточной части УКЖР приведена на рисунке 1а. В пределах этих зон сформированы метаморфические кварцевые тектониты со сложными метагенетическими структурами (по классификации [Кораго, Козлов, 1988]) с различными генерациями кварцевых зерен, в которых редко наблюдаются реликтовые части сингенетических структур кварцевых жил.

Фрактальная размерность структурного узора гранулированного кварца определялась на черно-белых растровых изображениях петрографических пластин. Петрографическая пластина представляет собой плоский срез гранулированного кварца толщиной 1–2 мм площадью до 100 см^2. Исследование проведено в программе ImageJ [Ferreira, Rasband, 2012]. С использованием штатных средств сегментации программы растровое изображение было переведено в бинарное. Фрактальная размерность (D) би-

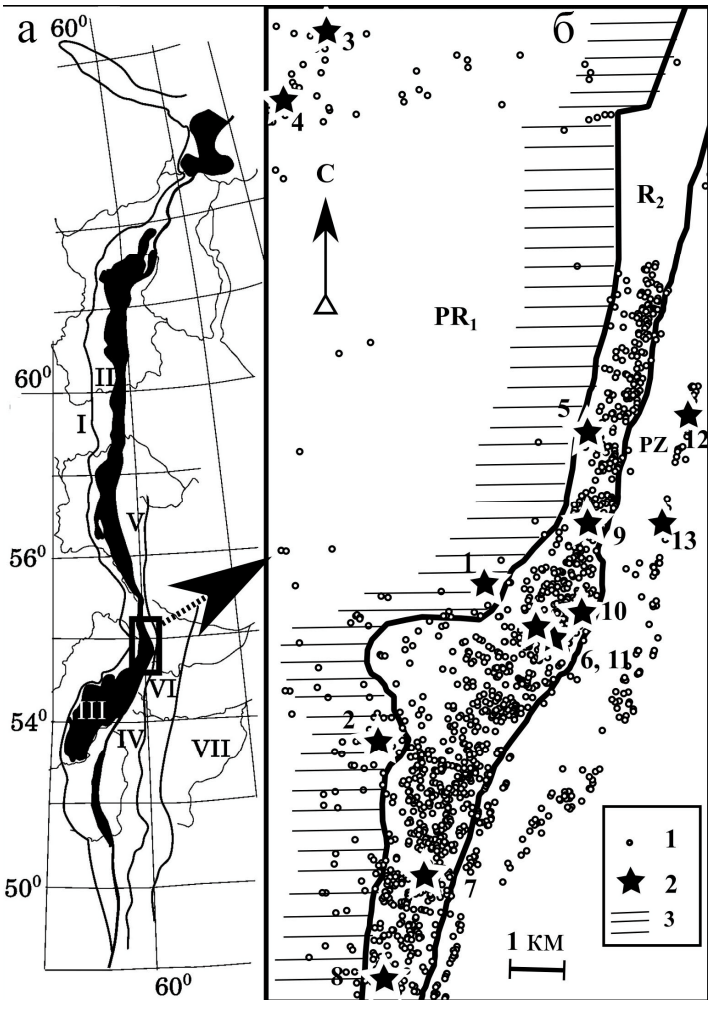

Рис. 1. Положение Уфалейского кварцево-жильного района в структуре Урала (а) и схема расположения кварцевых жил и проявлений в юго-восточной части Уфалейского кварцево-жильного района (б).

1 – кварцевые жилы и проявления; 2 – кварцевые объекты, по которым произведено определение фрактальной размерности; 3 – Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона.

нарного изображения оценена с использованием плагина FractalBoxCounter (подробное описание методики можно найти в работе [Smith et al., 1996]). Параметр D может быть использован как мера сложности рисунка (текстуры и т. д.), и это особенно важно в тех случаях, в которых стандартные измерения, такие как диаметр или длина, не могут оценить степень сложности объекта. В качестве дополнения приведены гистограммы площади кварцевых индивидов, слагающих агрегат гранулированного кварца. На рисунке 2 приведены примеры сегментированных пластин гранулированного кварца из разных тектонических зон и графики определения фрактальной размерности. Результаты исследования фрактальной размерности гранулированного кварца УКЖР

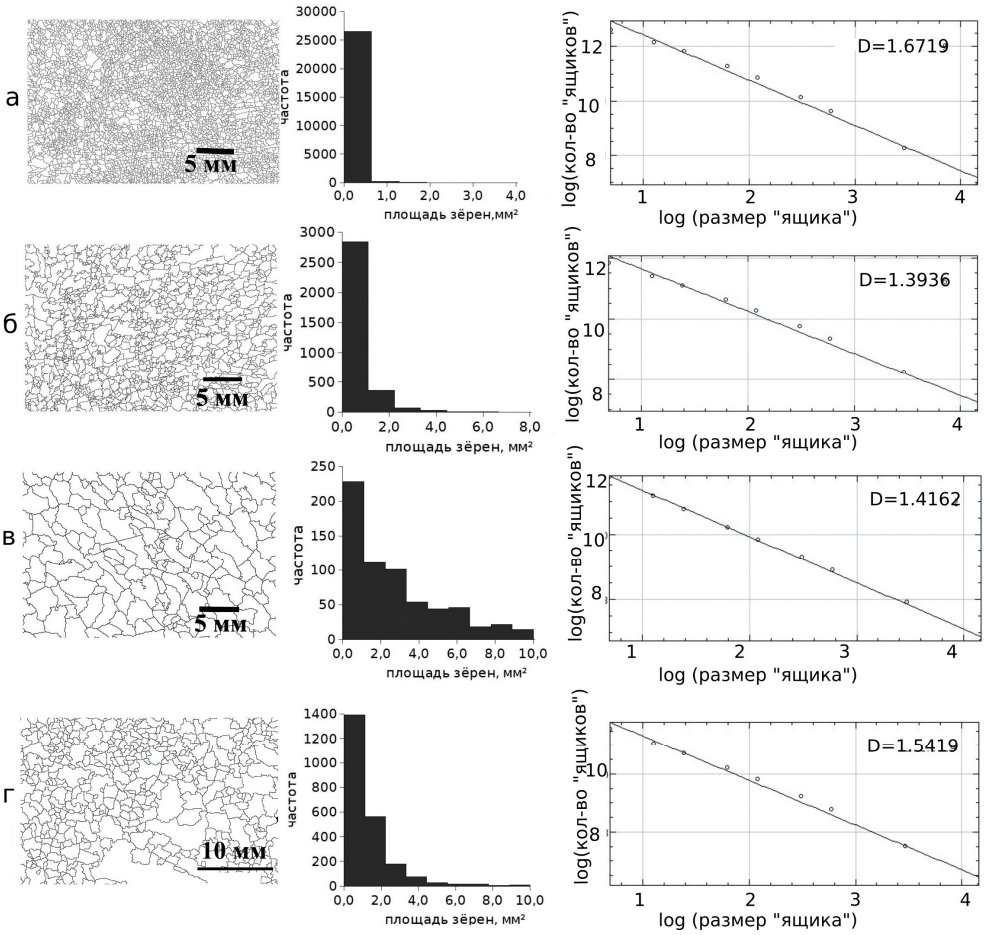

Рис. 2. Структура межзерновых границ, их гранулометрическая характеристика и фрактальная размерность основных типов гранулированного кварца.

Петрографические пластины из кварцевых жил: а – 191, Кузнечихинское месторождение (обр. eg191); б – 175, Кыштымское месторождение (обр. uf_175); в – 101, Кыштымское месторождение (обр. kurta_101-5); г – 94, Пугачевское месторождение (обр. pug_94).

представлены в таблице. Возможные аналоги определения фрактальной размерности показаны в работе [Гульбин и др., 1997].

Таким образом, фрактальная размерность метагенетических структур гранулированного кварца Уфалейского кварцево-жильного района отражает структурные особенности вторичного изменения кварцевых жил (катаклаз + перекристаллизация в разных соотношениях) и является результатом влияния тектонических процессов коллизионного этапа развития Уральского складчатого комплекса [Огородников и др., 2016] на этот район. С зоной влияния осевой части Главного Уральского разлома сопряжены кварцевые жилы с фрактальной размерностью 1.5588±0.0380, связанные с брекчированием первичных шестоватых структур. В западной части зоны активного динамического

Таблица

Краткая структурная характеристика и фрактальная размерность гранулированного кварца Уфалейского кварцево-жильного района

№ п/п	Номер ПП	№ объекта на карте	Структурно-текстурные особенности жильного кварца	Фрактальная размерность, D	Среднее значение D
1	eg265*		Тонкозернистый массивный	1.7125	1.6401 ±0.0572 для зоны (а)
2	eg279*			1.5864	
3	eg3337*			1.6825	
4	eg442*			1.6113	
5	eg1304	4		1.6669	
6	eg191	3		1.6719	
7	eg2369*			1.5389	
8	eg_r3*			1.6864	
9	eg_k1*			1.6038	
10	uf194*		Тонко-мелкозернистый катакластический	1.4903	1.4538 ±0.0456 для зоны (б)
11	uf_175	1		1.3936	
12	uf_175_y49*			1.4223	
13	uf_183	2		1.4273	
14	uf_3528*			1.5088	
15	uf_3578*			1.4805	
16	kurta_101	6	Разнозернистый катакластический мелко-среднезернистый	1.3012	1.4187 ±0.0954 для зоны (в)
17	kurta_101-2	6		1.5204	
18	kurta_101-5	6		1.4162	
19	kurta_101-5	6		1.2449	
20	kurta_101-4	6		1.3180	
21	kurta_101-3	6		1.5254	
22	kurta_209	7	Разнозернистый катакластический мелко-среднезернистый массивный	1.5080	
23	kurta_210	8	Разнозернистый катакластический мелко-среднезернистый	1.4135	
24	kurta_3925 mauk	11		1.4961	
25	kurta_c348	5	Крупнозернистый катакластический	1.4088	
26	kurta_c363	9		1.4534	
27	kurta -c20*		Разнозернистый катакластический с прозрачными участками	1.6130	1.5588 ±0.0380 для зоны (г)
28	kurta -c21	10		1.5545	
29	pug_94	12		1.5419	
30	pug_88	13		1.5258	

Примечание. ПП – полированная пластина. * – образцы из объектов, не показанных на рисунке 1.

влияния Главного Уральского разлома кварцевые жилы имеют фрактальную размерность 1.4187±0.0954, обусловленную превращением первичных шестоватых структур в катакластические тектониты. Кварцевые объекты Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны характеризуются фрактальной размерностью 1.4587±0.0456, обуслов-

ленной превращением первичного ангедрального кварца в сильно перекристаллизованные катакластические тектониты. Кварцевые объекты центральной части Уфалейского комплекса имеют фрактальную размерность 1.6401±0.0572, обусловленную преобладающим развитием слабо измененных ангедральных структур.

Литература

Гульбин Ю.Л., Евангулова Е.Б., Бурлаков К.В. Опыт количественного генетического анализа структур жильного кварца на основе фрактального приближения // Записки ВМО. 1997. Ч. CXXVI. № 6. С. 103–116.

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2009. 392 с.

Кораго А.А., Козлов А.В. Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеностных областей. Л.: Недра, 1988. 159 с.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л., Савичев А.Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2016. 273 с.

Савичев А.Н. Гранулированный кварц – метаморфический тектонит // Тез. докл. 2 регион. сов. «Минералогия Урала». Т. 2. Свердловск, 1990. С. 133.

Ferreira T., Rasband W.S. ImageJ User Guide – IJ 1.46. imagej.nih.gov/ij/docs/guide/, 2010–2012.

Smith T.G. Jr., Lange G.D., Marks W.B. Fractal methods and results in cellular morphology: dimensions, lacunarity and multifractals // Journal of Neuroscience Methods. 1996. Vol. 69. P. 123–136.

Р.Р. Исламов[1, 2], А.В. Сначев[1], И.В. Смолева[3]

[1] – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

ramislamov@yandex.ru

[2] – Башкирский государственный университет, г. Уфа

[3] – Институт геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Геология углеродистых сланцев «бетринской» свиты (Южный Урал)

Разрез углеродистых сланцев, обнаженных в 6 км юго-восточнее г. Белорецк вдоль автомагистрали Белорецк–Магнитогорск на водоразделе р.р. Ятва и Укшук, ранее условно относился к Уралтаускому мегантиклинорию [Рыкус и др., 2002]. Однако по результатам последних геолого-съемочных работ он принадлежит к зилаирской свите (D_3–C_1zl) Зилаирского мегасинклинория [Князев и др., 2013] (рис. 1). Задачей данной работы стало восстановление условий формирования углеродистых отложений, залегающих юго-восточнее г. Белорецк, на основе петрохимических данных, а также сопоставление с возможными их аналогами.

Отложения терригенно-углеродистого типа картируются практически на всем протяжении восточного крыла Зилаирского мегасинклинория и относятся к так называемой «бетринской свите» [Артюшкова и др., 2003]. Первоначально ее возраст принимался в объеме силура – нижнего девона [Ожиганов, 1955], позднее появились данные В.Н. Пучкова [1979] о франском возрасте верхов этой толщи.

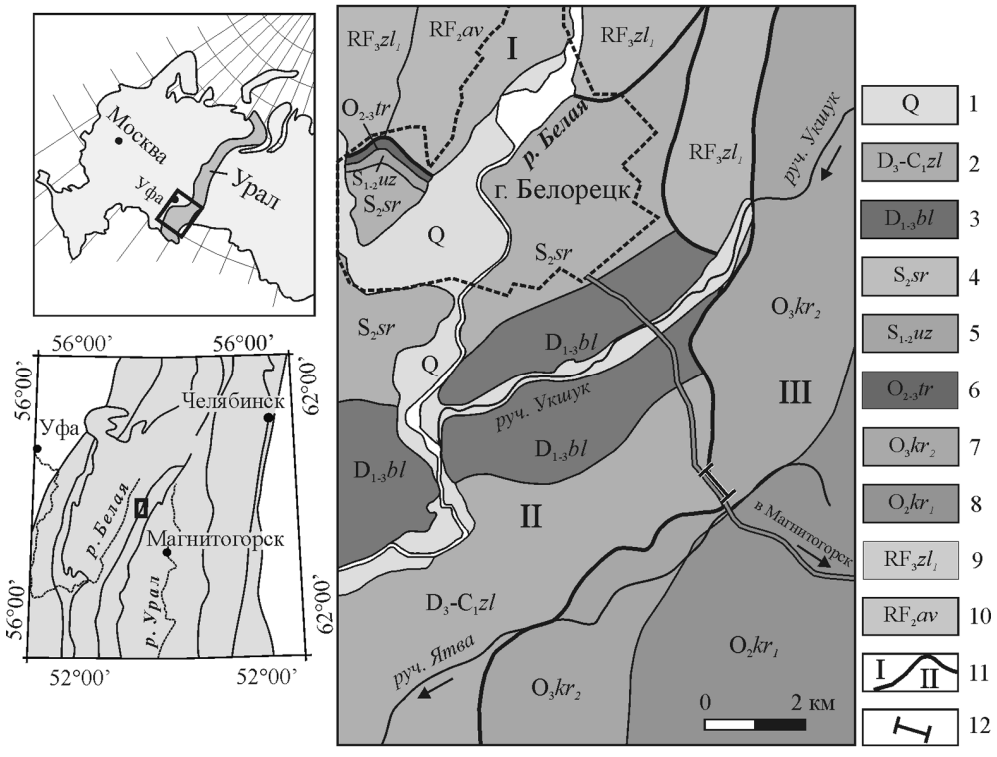

Рис. 1. Геологическая карта северного замыкания Зилаирского мегасинклинория (по [Князев и др., 2013] с упрощениями авторов):

1 – четвертичный период (аллювиальные отложения); 2 – зилаирская свита (песчаники, углеродистые аргиллиты); 3 – бельская свита (известняки, песчаники); 4 – серменевская свита (доломиты, известняки); 5 – узянская свита (углеродисто-глинистые аргиллиты, алевролиты); 6 – тирлянская свита (песчаники, алевролиты); 7, 8 – курташская свита: 7 – верхняя подсвита (алевропсаммитовые кварциты, мусковит-хлорит-кварцевые сланцы), 8 – нижняя подсвита (алевропсаммитовые кварциты); 9 – зильмердакская свита (слюдистые кварциты); 10 – авзянская свита (известняки, доломиты, углеродисто-глинистые сланцы); 11 – границы структурно-формационных зон: I – Башкирский мегантиклинорий, II – Зилаирский мегасинклинорий, III – Уралтауский мегантиклинорий; 12 – положение рассматриваемого разреза «бетринской свиты».

Рассматриваемый разрез мощностью более 150 м представлен чередованием темно-серых тонкоплитчатых углеродистых и слюдисто-углеродистых сланцев. В его пределах выделены четыре зоны смятия и рассланцевания пород шириной порядка 10 м. Черные сланцы смяты в изоклинальные складки юго-восточного простирания, в них широко развиты плойчатость, флексурные изгибы слоев и кливаж. По плоскостям трещин отмечается интенсивная мусковитизация и хлоритизация пород, встречаются маломощные кварцевые прожилки; кварц кавернозный, лимонитизированный. Зоны интенсивного дробления чаще всего залечены кварцевыми жилами и прожилками.

Сульфидная минерализация отмечается практически по всему разрезу, а ее интенсивность повышается в зонах смятия и дробления. Сланцы часто содержат пустоты

выщелачивания по пириту, иногда окисленные кристаллы пирита или места полной гидратации, которые представлены лимонитовыми охрами. Иногда среди черных сланцев встречаются густовкрапленные и сплошные линзовидные и полосовидные обособления пирита в виде «рудных слоев» мощностью 3–4 см.

Углеродистое вещество развито в виде рассеянной примеси, ассоциирующей с мусковитом и хлоритом, а также в виде веретенообразных и игольчатых включений размером до 0.15–0.2 мм. Содержание $C_{орг}$ в сланцах варьирует от 1.0 до 4.4 % (табл.), что позволяет отнести их к нормально углеродистому типу [Юдович, Кетрис, 2015]. Согласно результатам термического анализа, породы испытали метаморфизм на уровне хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. Изотопный состав углерода $\delta^{13}C_{PDB}$ варьирует от –21.4 до –22.4 ‰ (см. табл.), что указывает на его биогенную природу [Van Kaam-Peters et al., 1998].

Таблица

Результаты изучения $C_{орг}$ в углеродистых сланцах «бетринской» свиты

№ п/п	№ образца	$\delta^{13}C_{PDB}$, ‰	Результаты термического анализа		
			$T_{нач}$, °C	$T_{макс}$, °C	$C_{орг}$, %
1	Бет-01	–21.4	590	680	2.7
2	Бет-25	–22.4	510	640	4.4
3	Бет-62	–21.8	480	650	2.1
4	Бет-107	–21.5	590	700	3.6
5	Бет-145	–22.1	540	650	1.9
6	Бет-156	–22.5	560	670	4.0

Примечание. Термогравиметрический анализ выполнен на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (Институт геологии УФИЦ РАН, аналитик Т.И. Черникова). Изотопный состав углерода определен на масс-спектрометре Delta V Advantage с элементным анализатором Flash EA в ЦКП «Геонаука» (Институт геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, аналитик И.В. Смолева).

Углеродистые сланцы представляют собой информативные породы для реконструкции палеогеографических условий их накопления. Нами сопоставлены углеродистые отложения «бетринской» и алевролиты зилаирской свит с использованием петрохимических диаграмм и модулей. Так, на диаграммах A–S–C [Горбачев, Созинов, 1985] и $\log(SiO_2/Al_2O_3)$–$\log(Fe_2O_3общ/K_2O)$ [Herron, 1988] (рис. 2) фигуративные точки рассматриваемых отложений практически совпадают, относятся к терригенно-углеродистой формации и попадают в поле железистых сланцев, что говорит о значительной доле вулканогенного материала и минимальном его переносе [Маслов и др., 2016].

Состав рассматриваемых углеродистых сланцев также проинтерпретирован по стандартным петрохимическим параметрам (модулям), рассчитываемым на основе силикатных анализов [Юдович, Кетрис, 2015]. В составе углеродистых отложений «бетринской» свиты отмечаются пирогенный и кластогенные материалы, а также гидролизатные продукты кор выветривания. Согласно гидролизатному модулю (ГМ) $(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$, они относятся к типу сиаллитов и сиферлитов (ГМ = 0.41–0.57), а по значениям алюмокремниевого модуля (АМ) Al_2O_3/SiO_2 (среднее

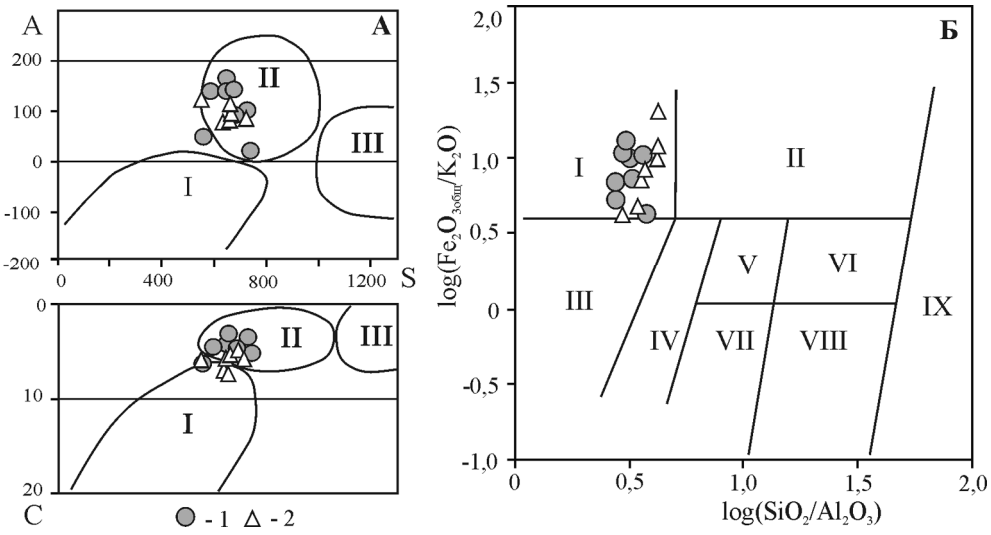

Рис. 2. Положение точек состава углеродистых сланцев «бетринской» свиты (1) и алевролитов зилаирской свиты (2) на классификационных диаграммах:

а – классификационная диаграмма A–S–C, поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Параметры: $A = (Al_2O_3 – (CaO + K_2O + Na_2O)) \times 1000$ и $S = (SiO_2 – (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \times 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ – в массовых долях оксидов [Горбачев, Созинов, 1985].

б – диаграмма $\log(SiO_2/Al_2O_3) – \log(Fe_2O_{3общ}/K_2O)$. Поля: I – Fe сланцы, II – Fe песчаники, III – сланцы, IV – вакки, V – литарениты, VI – сублитарениты, VII – аркозы, VIII – субаркозы, IX – кварцевые арениты [Herron, 1988].

0.31) – к нормоглиноземистым (глинистым) породам. Нарушение положительной корреляции этих модулей указывает на наличие в осадках железистого вулканогенного материала. Значения общей нормативной щелочности (НМ+КМ) $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ позволяют отнести рассматриваемые углеродистые сланцы к гипощелочным и нормально-щелочным породам, а прямая корреляция этого модуля с содержаниями $C_{орг}$ свидетельствует о привносе углерода в бассейн седиментации совместно с вулканогенным материалом преимущественно основного состава. По совокупности этих данных, можно сделать вывод, что отложения «бетринской» свиты формировались в мелководных условиях.

Таким образом, изучение углеродистых отложений показало, что:

1. Черносланцевые отложения «бетринской» свиты относятся к нормально углеродистому типу, попадают в поле терригенно-углеродистой формации и по большинству параметров сопоставимы с алевролитами зилаирской свиты.

2. Углеродистое вещество развито в виде рассеянной примеси, ассоциирующей с мусковитом и хлоритом, имеет биогенную природу и совместно с вмещающими их породами испытало метаморфизм в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации.

3. Источником осадочного материала были преимущественно вулканиты основного состава. Продукты разрушения претерпели минимальный перенос и отлагались в мелководных условиях осадочного бассейна.

Геологические работы выполнены в рамках государственного задания (№ 0246-2019-0078).

Литература

Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А. Новые данные о возрасте «бетринской свиты» на севере Восточно-Зилаирской зоны // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 53–55.

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.

Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (изд. 3-е). Серия Уральская. Лист N-40. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н. Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции // Литосфера. 2016. № 6. С. 33–55.

Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Ученые записки Башкирского педагогического института, 1955. Вып. IV. С. 55–92.

Пучков В.Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя Лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 33–51.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 268 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 2015. 272 с. DOI: 10.23681/428042

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. Vol. 58. P. 820–829.

Van Kaam-Peters H.M.E., Schouten S., Koster J., Sinninghe Damste J.S. Controls on the molecular and carbon isotopic composition of organic matter deposited in a Kimmeridgian euxinic shelf sea: Evidence for preservation of carbohydrates through sulfurisation // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 3259–3284.

Р.А. Гатауллин[1, 2], Н.Р. Минибаев[1, 2]
[1] – Башкирский государственный университет, г. Уфа
[2] – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
rusgatln97@gmail.com

Минералого-геохимическая характеристика ультрамафитов южной части массива Нурали, Южный Урал

(научный руководитель – д.г.-м.н. Д.Е. Савельев)

Нуралинский массив расположен на границе Учалинского района Республики Башкортостан и Челябинской области (рис. 1). Массив интересен тем, что на его сравнительно небольшой территории представлены почти все структурно-вещественные комплексы офиолитов с присущей им специфической минерализацией и проявлениями хромовых руд. Геологическое строение, структура и петрографические особенности

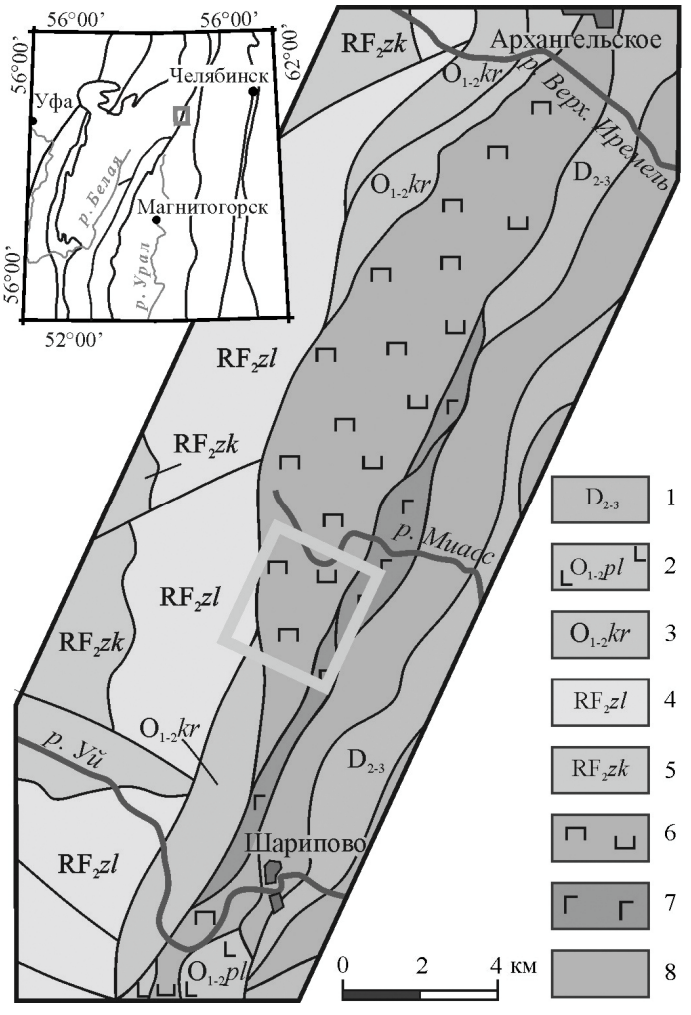

Рис. 1. Геологическая схема основной части Нуралинского массива (по [Сначев, 2019] с незначительными изменениями).

1 – вулканогенно-осадочные отложения Западно-Магнитогорской зоны; 2 – базальты поляковской свиты; 3 – углеродистые сланцы и метавулканиты кураганской свиты; 4 – песчаники и кварциты зильмердакской свиты; 5 – углеродистые сланцы зигазино-комаровской свиты; 6–8 – Нуралинский офиолитовый комплекс: 6 – перидотиты, 7 – габбро, 8 – серпентинитовый меланж. В рамке показана исследуемая площадь.

массива охарактеризованы в работах [Рудник, 1965; Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987]. В данной работе приведены результаты изучения образцов дунитов и перидотитов южной части Нуралинского массива, отобранных в ходе полевых выездов 2018–2019 гг.

Массив Нурали представляет собой линзовидное тело около 20 км в длину при ширине от 0.5 до 4 км. Западная часть массива сложена сменяющими друг друга шпинелевыми и шпинель-плагиоклазовыми перидотитами. Центральная часть массива

представлена породами дунит-гарцбургитового комплекса (см. рис. 1). Восточный склон сложен полосчатым верлит-клинопироксенитовым комплексом, который сменяется габброидами и серпентинитовым меланжем.

Большую часть массива слагают перидотиты, сложенные оливином (60–80 об. %) и пироксенами (10–30 об. %). Акцессорный минерал – хромшпинелид. Перидотиты подвержены петельчатой серпентинизации (до 80 об. %). Зерна оливина разбиты трещинами, заполненными серпентином. Размеры реликтов зерен оливина в перидотитах достигают 0.18 мм. Сильно проявлено разделение на субзерна. Ортопироксен встречается в виде таблитчатых зерен размером до 0.3 мм, ламели сложены диопсидом. В апоперидотитовом серпентините пироксен почти полностью замещен баститовыми псевдоморфозами.

Пироксениты сложены моноклинным и ромбическим пироксенами (до 100 % породы), содержания оливина и хромшпинелида незначительны. Серпентинизация проявлена незначительно (до 20 об. %). Размеры зерен ортопироксена до 4 мм, клинопироксена – до 8 мм. Зерна клинопироксена почти повсеместно содержат ламели ортопироксена: они тонкие и проходят через всю длину зерна, в некоторых шлифах выдержаны по ширине и более часты. Для пироксенитов характерна неравномернозернистая порфирокластическая структура. Оливин представлен отдельными зернами (до 0.8 мм), занимающими пространство между зернами пироксена.

Зерна хромшпинелида в перидотитах просвечивают в зеленовато-желтых тонах, ксеноморфные (до 0.8 мм), расположены группами. Некоторые зерна изменены: по сети трещин развит непросвечивающий в проходящем свете магнетит. Некоторые зерна хромшпинелида гипидиоморфны, красно-коричневые, иногда находятся в виде включений в серпентинизированном оливине. В одном случае наблюдались раздробленные фрагменты хромшпинелида близ основного зерна. В некоторых случаях встречаются включения оливина в хромшпинелид.

В буром ожелезненном серпентине края хромшпинелида корродированы, плавно переходят во вмещающий серпентин. В апоперидотитовом серпентините зерна хромшпинелида имеют также корродированную кайму магнетита, размещаются, в основном, в серпентиновых жилках. Некоторые зерна темно-красные, просвечивающие; есть трещины, частично заполненные вторичным магнетитом. В пироксенитах наиболее крупные зерна гипидиоморфны, черные, в тонких срезах по краям просвечивают бурым цветом. Более мелкие зерна имеют округлую форму.

Состав акцессорных хромшпинелидов из дунитов и перидотитов характеризуется значительными вариациями содержаний Al_2O_3 и Cr_2O_3 (рис. 2а) и низкими концентрациями Fe_2O_3. От лерцолитов к дунитам состав шпинелидов образует тренд, выраженный в одновременном увеличении концентрации Cr_2O_3 и Fe_2O_3.

Хромшпинелиды из пироксенитов демонстрируют значительную вариацию состава, особенно резкие изменения характерны для Cr_2O_3 и Fe_2O_3. При этом наиболее близкие к перидотитовым точки принадлежат хромшпинелидам из тонкой пироксенитовой жилы в перидотите. Возможно, изменение состава связано с взаимодействием вмещающего перидотита и расплава, сформировавшего пироксенит.

На бинарной диаграмме (рис. 2б) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости для дунитов и перидотитов. Вариации содержаний магния и двухвалентного железа не столь значительны (0.5–0.7 #Mg для реститовых ультрамафитов), в хромшпинелидах из пироксенитов заметные тренды #Cr–#Mg не обнаруживаются.

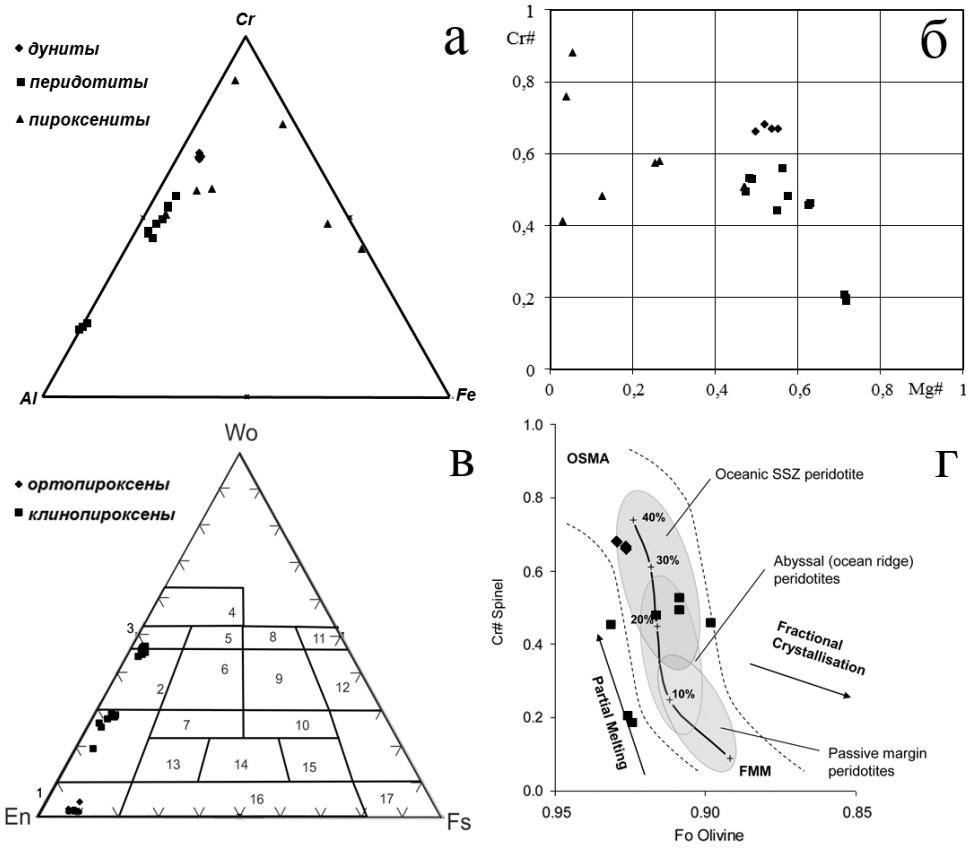

Рис. 2. Диаграммы химических составов исследованных минералов: а – состав трехвалентных катионов хромшпинелидов; б – состав хромшпинелидов в координатах #Cr–#Mg (#Cr = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}), #Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+}), ат. кол-ва); в – состав пироксенов (миналы: En – $MgSiO_3$; Wo – $CaSiO_3$; Fs – $FeSiO_3$; поля минералов [Добрецов и др., 1971]: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид, 4 – фассаит, 5 – салит, 6 – авгит, 7 – субкальциевый авгит, 8 – ферросалит, 9 – ферроавгит, 10 – субкальциевый ферроавгит, 11 – геденбергит, 12 – ферроавгит, 13 – Mg-пижонит, 14 – пижонит, 15 – Fe-пижонит, 16 – гиперстен, 17 – ферросилит); г – диаграмма оливин-шпинелевой мантийной ассоциации [Arai, 1994] (пунктир – границы тренда частичного плавления мантийного субстрата (FMM); стрелка – направление тренда, которое наблюдалось бы при кристаллизации вещества из расплава).

Ортопироксены из исследованных пород по химическому составу соответствуют энстатиту с малым содержанием волластонитового и ферросилитового миналов. Клинопироксены соответствуют эндиопсиду и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует между 0.24 и 0.47, формируя две кучно расположенные группы фигуративных точек (рис. 2в).

Большинство фигуративных точек сосуществующих оливинов и хромшпинелидов на диаграмме OSMA (рис. 2г) попадают в геохимические поля частичного плавления мантийного субстрата. При этом перидотитам соответствует 20–30 % частичное плавление, дунитам же значительно большие степени – до 30–40 %.

Исследованные образцы перидотитов и дунитов демонстрируют значительные вариации состава акцессорных шпинелидов. Наиболее глиноземистые и магнезиальные шпинелиды характерны для перидотитов, а наиболее хромистые и железистые шпинелиды встречаются в дунитах, что характерно для минералов мантийного разреза офиолитовых массивов [Савельев и др., 2008]. Наблюдаемые закономерности, скорее всего, связаны с процессами частичного плавления в условиях верхней мантии [Колман, 1979]. Шпинелиды из пироксенитов более железистые, они имеют значительные вариации по составу трехвалентных катионов. В тонких прожилках они имеют состав, переходный к таковому из перидотитов, что может указывать на более позднее формирование пироксенитов при внедрении и кристаллизации базитовых расплавов либо на их реакционную природу.

Литература

Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А., Соболев В.С. Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971. 454 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

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

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.

Сначев А.В. Геология и условия накопления углеродистых отложений Сиратурского рудного поля // Вестник АН РБ. 2019. Т. 32. № 3 (95). С. 15–25.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.

А.Д. Минлегареева
Башкирский государственный университет, г. Уфа
Minlegareevaadelina12@mail.ru

Источник сноса галечных отложений Ашкадарско-Сухайлинской неогеновой залежи, Республика Башкортостан

(научный руководитель – к.г.-м.н. И.Р. Рахимов)

Породы неогеновой системы встречаются почти на всей территории Южного Предуралья. Они заполняют палеодолины рек, древние тектонические впадины и эрозионные углубления, находящиеся в настоящее время на водоразделах [Турикешев и др., 2016]. Типичным примером неогеновых отложений могут служить песчано-гравийные породы Ашкадарско-Сухайлинской залежи [Рахимов, 2019]. Она достигает в размерах 50 км и более в длину и до 10 км в ширину при мощности 30–40 м. Возраст слагающих ее отложений – средний миоцен [Дунаев, 1962ф]. Значительный объем в

разрезе занимают гравийно-галечные породы. Обломки гравийно-галечной размерности сложены кварцито-песчаниками, окремненными аргиллитами и фтанитами [Рахимов, Данукалова, 2017]. Такие крупные по размерности обломочные породы наиболее полно характеризуют особенности состава пород источника сноса, а детальные литологические и минералого-геохимические исследования позволяют с высокой степенью достоверности определить источники сноса грубообломочных отложений.

В данной работе представлены результаты микроскопических исследований пород галек из двух представительных разрезов Ашкадарско-Сухайлинской залежи – Саитовского и Варваринского, а также из песчано-галечных отложений потенциального источника сноса – триасовых отложений горы Зиргантау и массива близ с. Романовка (Мелеузовский район, Республика Башкортостан). Целью работы является сравнительный анализ литологических особенностей неогеновых и триасовых пород отмеченных разрезов. Определение источника сноса для Ашкадарско-Сухайлинской залежи может помочь в реконструкции тектонической эволюции территории в неогене и установлении условий осадконакопления и литогенеза древних осадочных пород. Автором изучены прозрачные полированные шлифы из образцов галек с помощью оптического микроскопа Axioskop 40 A Pol (Carl Zeiss): Саитовское месторождение – 13 шт., Варваринский карьер – 19 шт., г. Зиргантау – 20 шт., Романовский карьер – 12 шт. Образцы отобраны с условием наибольшего разнообразия галек по цвету и морфологии. Микроскопические исследования галек песчаных и глинистых пород включали определение структурно-текстурных особенностей, морфологии, размеров, стереометрии и линейных параметров зерен, отсортированности, состава цемента, окраски и оптических свойств минералов.

В геологическом строении Ашкадарско-Сухайлинской залежи участвуют полого залегающие толщи серых глин, светлоокрашенных песков и галечников с прослоями алевритов. По результатам геолого-литологических исследований они были отнесены к озерным отложениям тятерской толщи ушкатлинского горизонта среднего-верхнего миоцена [Рахимов, Данукалова, 2017]. Обломки галечной размерности, состоящие из кварцито-песчаников, имеют среднюю и хорошую окатанность (2–4 балла) и высокую степень сферичности (0.9–1 балл), тогда как обломки метааргиллитов и фтанитов слабо- или среднеокатанные (1–2 балла), степень сферичности низкая (0.7–0.8).

Установлено, что песчаные породы преобладают. Среди них выделены три группы. К первой группе отнесены породы, претерпевшие стадию диагенеза (рис. 1, 2). Они представлены песчаниками, состоящими из обломочной части и кварцево-глинистого цемента (5–10 об. %) с равномерным распределением обломочного материала. Последняя представлена кварцем (90–95 %) и акцессорными минералами (слюды, турмалин, циркон, гематит). Кварц в шлифах бесцветен, угасание волнистое. Размер зерен составляет 0.1–0.5 мм. Зерна часто содержат многочисленные флюидные или минеральные включения, расположенные беспорядочно или параллельными цепочками. Сортировка зерен средняя, окатанность слабая (0–1 балл). Выявлены следующие структурные типы цемента: по количеству и распределению в породе – не полный поровый; по равномерности заполнения порового пространства – не сплошной; по степени кристалличности – микрокристаллический; по взаимоотношению с обломочными зернами – конструктивный; по времени образования – седиментационный.

Ко второй группе относятся породы, претерпевшие стадию катагенеза, при которой образуются конформные структуры вследствие отжатия цемента и сближения песчаных зерен под давлением, а также их растворения и одновременной регенерации.

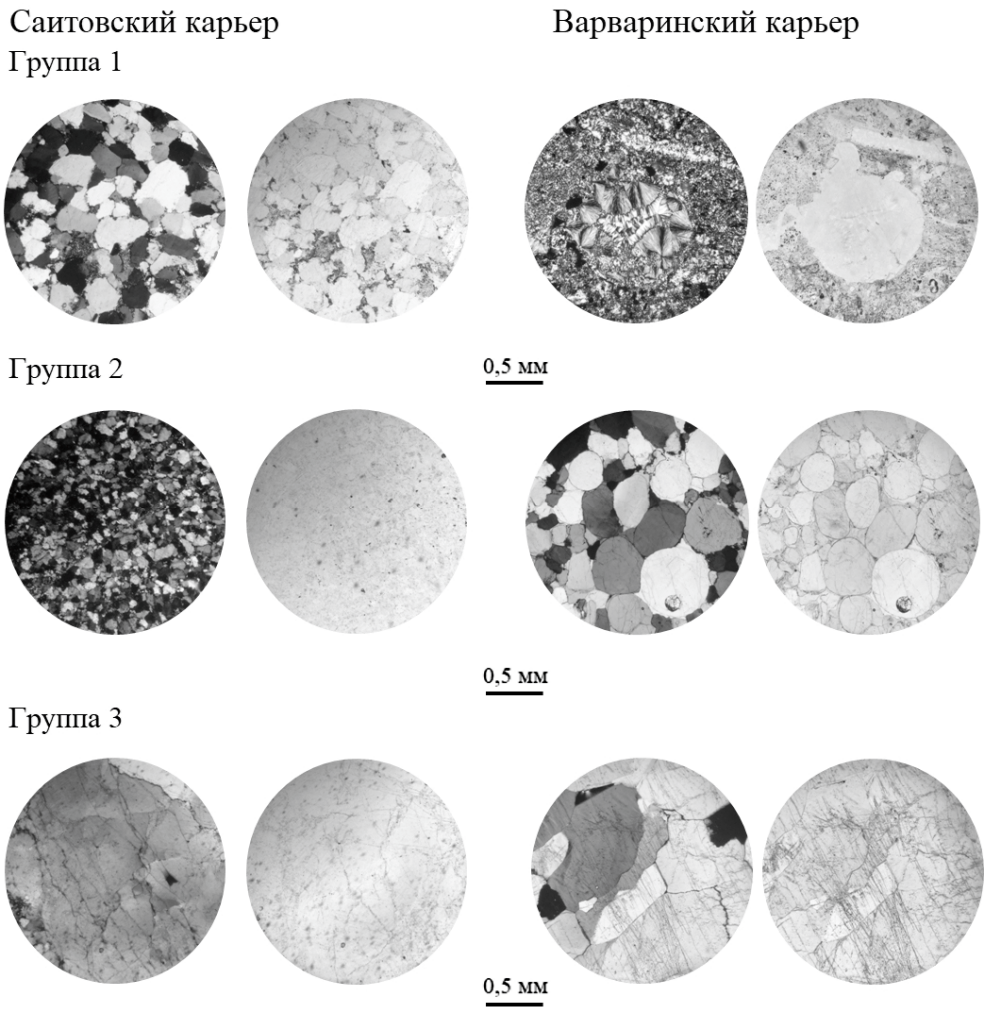

Рис. 1. Микрофотографии стадийного преобразования (диагенез-катагенез-метагенез) пород неогеновых отложений.

Здесь и на рис. 2. слева николи скрещены, справа – параллельны.

Порода состоит на 95 % из зерен кварца и 5 % – из цемента. Степень сортировки обломочного материала средняя в образцах неогена и плохая – в триасовых отложениях. Кварц представлен слабо- и среднеокатанными зернами, размеры которых варьируют от 0.1 до 0.9 мм. Зерна кварца прозрачные, но нередко встречаются мутные за счет многочисленных пылеватых включений. Они имеют волнистое и мозаичное погасание. В образцах также наблюдаются такие морфологические разновидности структурных дефектов как поликристалличность и блочность. По краям некоторых зерен наблюдаются участки грануляции. Обломки зачастую регенерированы с образованием неполных и полных регенерационных каемок. Многие зерна трещиноваты; трещины часто ветвятся и располагаются хаотично или согласно слоистости. Морфология трещин

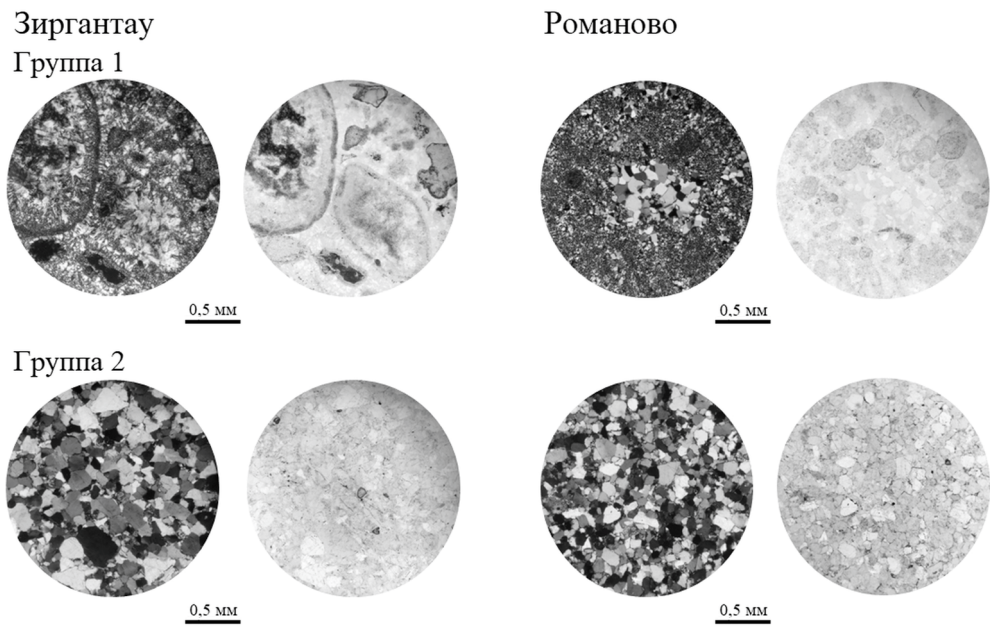

Рис. 2. Микрофотографии стадийного преобразования (диагенез-катагенез-метагенез) пород триасовых отложений.

извилистая. Природа трещин связывается с процессами обезвоживания, уплотнения, перекристаллизации пород. В породах встречаются неравномерно распределенные буроватый биотит и мусковит. Они имеют пластинчатую, часто изогнутую форму вследствие сдавленности кварцевыми зернами, размер пластин слюд составляет, в среднем, 0.1 мм. Среди других акцессорных минералов обнаружены циркон, турмалин и титанит, зерна которых имеют сглаженные углы.

Третья группа – это песчаные породы, претерпевшие стадию метагенеза, при которой конформная структура сменяется начально-бластической и гранобластовой. Данная группа выделена только среди неогеновых пород. Слагающий породу кварц занимает 98 % от общей массы, цемент отсутствует. Зерна покрыты трещинами, которые не согласуются со структурно-текстурными особенностями пород и под разными углами пересекают слоистость. Часто трещины накладываются друг на друга и пересекаются. Их морфология близка прямолинейной, в связи с чем их природа связывается с тектоникой. В зернах кварца отсутствуют включения.

При изучении галек окремненных глинистых пород встречены окварцованные органические отпечатки, судя по псевдоморфозам, представленные радиоляриями, фораминиферами, диатомовыми водорослями. Условия обитания и последующего скопления в морских отложениях этой фауны свидетельствуют о более глубоких условиях осадконакопления, т. е. значительном удалении от зоны формирования охарактеризованных выше песчаных пород.

Проведенный сравнительный литологический анализ пород галек из неогеновых и триасовых разрезов выявил их сходство. Гальки сложены песчаными породами, вероятно представляющими единый седиментационный бассейн, но претерпевшими разную степень литогенеза вследствие погружения осадочного материала на разные

глубины земной коры (от 1–2 до 3–4 км и, возможно, более). В целом, можно сделать вывод о том, что и триасовые, и неогеновые отложения являются производными единого источника сноса. Мы предполагаем, что источником сноса для Ашкадарско-Сухайлинской неогеновой залежи служили триасовые отложения, т. е. последние являются промежуточным седиментационным этапом.

Литература

Дунаев В.Ф. Отчет о результатах поисков месторождений песчано-гравийного материала для дорожного строительства на участках Сеитовском, Четырмани и Кузьминовском в Федоровском районе БАССР, проведенных Стерлитамакской партией в 1961 г. Уфа: БТГУ, 1962ф. Т. 1. 32 с.

Рахимов И.Р., Данукалова Г.А. Литология и стратиграфия миоценовых отложений Саитовского песчано-гравийного месторождения (Южное Предуралье) // Известия отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ. 2017. № 24. С. 14–23.

Рахимов И.Р. Вещественный состав миоценовых отложений Саитовского песчано-гравийного месторождения (Южное Предуралье) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 4. С. 3–10.

Турикешев Г.Т.-Г., Данукалова Г.А., Кутушев Ш.-И.Б. Южное Предуралье: география, геология, тектоника и геоморфология. М.: Инфра-М, 2016. 260 с.

А.В. Козлов[1], В.В. Михайлов[1], С.Ю. Степанов[2]

[1] – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

akozlov@spmi.ru

[2] – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Генетическая интерпретация срастаний рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского камня, Северный Урал

Широко распространенный парагенезис магнетита, ильменита и шпинели в основных магматических породах характеризуется наличием типоморфных структурных особенностей, на которые обращалось внимание еще на заре появления рудной микроскопии. Детальное описание эффектных срастаний этих минералов, обычно интерпретируемых как структуры распада твердого раствора, приведено в работах известных минералогов [Швартц, 1934; Рамдор, 1962; Бетехтин и др., 1958]. Позднее аналогичный парагенезис был выявлен и описан в магнетитах карбонатитовых [Ivanyuk et al., 2017] и скарновых [Мазуров и др., 2004] месторождений.

На начальных этапах исследования данного парагенезиса большое внимание уделялось рассмотрению пространственно-временных взаимоотношений магнетита, ильменита и шпинели в природных образцах [Швартц, 1934]. Титаномагнетит с закономерно ориентированными выделениями ильменита в магнетите, которые рассматривались как результат распада твердых растворов, подвергался гомогенизации в процессе нагревания образцов с последующим восстановлением структур распада при их охлаждении и анализом диаграмм равновесия систем с твердыми растворами [Buddington, Lindsly, 1964]. Проведенные исследования позволили сформулировать морфологические признаки структур распада твердых растворов, которые в дальнейшем

широко использовались многими исследователями при интерпретации структурных особенностей содержащих титаномагнетит минеральных агрегатов.

При изучении акцессорного титаномагнетита магматических пород и железорудных месторождений было установлено существенно большее разнообразие срастаний магнетита, ильменита и шпинели, которые невозможно было интерпретировать только как результат распада твердых растворов. Для объяснения таких структур были использованы представления о разных скоростях остывания магматических пород и о преобразовании структур распада в результате воздействия наложенных метаморфических процессов [Симаненко и др., 2012; Ivanyuk et al., 2017]. Изучение рудоносных пород Серебрянского камня (Северный Урал) выявило ряд особенностей, которые сложно объяснить с рассмотренных выше позиций, что и определило цель настоящего исследования – генетическая интерпретация магнетит-ильменит-шпинелевых срастаний в амфиболовых габбро этого массива на основе их детального онтогенического анализа.

Образцы для проведения исследований отобраны при изучении медно-благороднометалльного оруденения на территории Серебрянского камня в 2018 и 2019 гг. Минералогические особенности изучались в проходящем и отраженном свете с использованием микроскопов Leica DM 2700P. Анализ состава минералов и исследования методом рентгеновской дифракции были выполнены на СЭМ Hitachi S-3400N с ЭДС (Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», аналитики В.В. Шиловских, Н.С. Власенко) и микроанализатора Cameca SX100 с волновыми детекторами (Институт геологии и геохимии УрО РАН, ЦКП «Геоаналитик», аналитик И.А. Готтман).

Массив Серебрянского камня размером 20×20 км находится вблизи г. Карпинск (Свердловская обл.) и является частью крупного полиформационного Кытлымского плутона, расположенного в западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны. Среди пород, слагающих массив, доминируют толеитовые амфиболовые габбро с типичной габбровой структурой. Состав плагиоклаза из меланократовых габбро соответствует анортиту (№ 85–90). Индивиды плагиоклаза характеризуются слабопроявленной зональностью. Клинопироксен относится к диопсидовому ряду с фассаитовым уклоном (MgO 13.0–14.2 мас. %). Амфибол по составу отвечает $(Na_{0.63}Ca_{1.71})_{2.34}(Mg_{2.58}Fe_{1.94}Al_{0.14})_{4.66}(Si_{5.96}Al_{2.04})_8O_{22}(OH)_2$ и наиболее близок к магнезиогастингситу.

Рудная минерализация в амфиболовых габбро представлена преимущественно титаномагнетитом и сульфидами Cu, из которых преобладает борнит. Микроскопическое исследование рудоносных амфиболовых габбро позволило выделить несколько разновидностей магнетита. Наиболее широко распространены интерстициальные выделения магнетита, приуроченные к промежуткам между зернами плагиоклаза, плагиоклаза и амфибола или амфибола, определяющие сидеронитовый тип структуры этих пород. Приуроченные к контакту между зернами плагиоклаза и амфибола индивиды магнетита проявляют идиоморфизм по отношению к амфиболу и имеют четкие границы с плагиоклазом. Плагиоклаз в области контакта с магнетитом обычно соссюритизирован, а на контакте с амфиболом следов вторичных преобразований не отмечается. Отдельные индивиды магнетита встречаются и непосредственно в плагиоклазе в виде мелких каплевидных выделений или частично ограненных кристаллов, но гораздо чаще магнетит приурочен к амфиболу, образуя в нем интерстициальные включения извилистой формы, ограненные кристаллы, или монокристальные индивиды округлой формы. Ограненные и каплевидные выделения магнетита часто закономерно ориентированы по отношению к структуре амфибола, что удается установить как по

одинаковой ориентировке ограненных включений в амфиболе, так и по закономерной ориентировке пластинчатых выделений ильменита в округлых индивидах магнетита.

Ильменит – второй по распространенности минерал рассматриваемого парагенезиса – также образует несколько разновидностей. Первая из них представлена крупными выделениями (до 1 мм) в магнетите или на его контактах с силикатными минералами.

Ильменит второй разновидности встречается в ограненных и округлых индивидах магнетита, где он образует отдельные (обычно одно или два) закономерно ориентированные пластинчатые выделения. В ряде случаев пластины ильменита обрамляют магнетитовые индивиды со всех сторон. В индивидах магнетита округлой формы на контакте с силикатными минералами ильменит часто наследует округлую поверхность, а в сторону магнетита он огранен пинакоидом и закономерно ориентирован по отношению к магнетиту.

Третья разновидность ильменита представлена тонкими пластинчатыми выделениями с многочисленными включениями шпинели, обычно закономерно ориентированными по отношению к вмещающему магнетиту. В большинстве случаев ильменит и магнетит имеют закономерную ориентировку, что обычно служит основным доводом в пользу рассмотрения этих образований в результате распада твердого раствора. Детальное рассмотрение взаимоотношений ильменита и вмещающего его магнетита показало, что пластинки ильменита часто пересекают границы разноориентированных зерен магнетита (рис. а), что подтверждено как наблюдением за ориентировкой в смежных зернах магнетита закономерно ориентированных пластинчатых выделений шпинели, так и результатами рентгеновской дифракции. Пластинчатые выделения ильменита обычно насыщены включениями шпинели (рис. б), которые имеют индукционные поверхности с ильменитом, а выходя за пределы индивидов ильменита в магнетит часто приобретают собственную огранку. Размер индивидов шпинели в пирамиде роста граней ромбоэдра ильменита больше (рис. г, д) по сравнению с его индивидами в пирамиде роста пинакоида (рис. г, е), что коррелирует со скоростями роста этих граней. Более отчетливо пространственно-временные взаимоотношения ильменита, шпинели и магнетита видны на более крупных выделениях этих минералов, где отчетливо наблюдается индукционный характер поверхности между кристаллами ильменита и шпинели и их идиоморфизм по отношению к магнетиту (рис. в).

Шпинель наиболее широко представлена в виде закономерно ориентированных по кубу и октаэдру пластинчатых и более сложных по форме выделений в магнетите, которые по всем особенностям можно отнести к продуктам распада твердого раствора. Более крупные выделения шпинели, часто зонального строения приурочены к межзерновым границам магнетита, ильменита и силикатных минералов.

Онтогенический анализ срастаний магнетита, ильменита и шпинели в амфиболовых габбро Серебрянского камня позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Наиболее уверенно к структурам распада твердых растворов можно отнести только закономерно ориентированные линзовидные выделения шпинели в магнетите. Существенная часть шпинели, приуроченная к межзерновым границам магнетита, ильменита и их контактам с силикатными минералами, не связана с распадом твердых растворов или процессами преобразования структур распада твердых растворов.

2. Пластинчатые выделения ильменита с включениями шпинели, которые обычно рассматриваются как результат распада твердого раствора, рассекают границы различно ориентированных зерен магнетита, что не позволяет их рассматривать как образовавшиеся в результате проявления этого процесса.

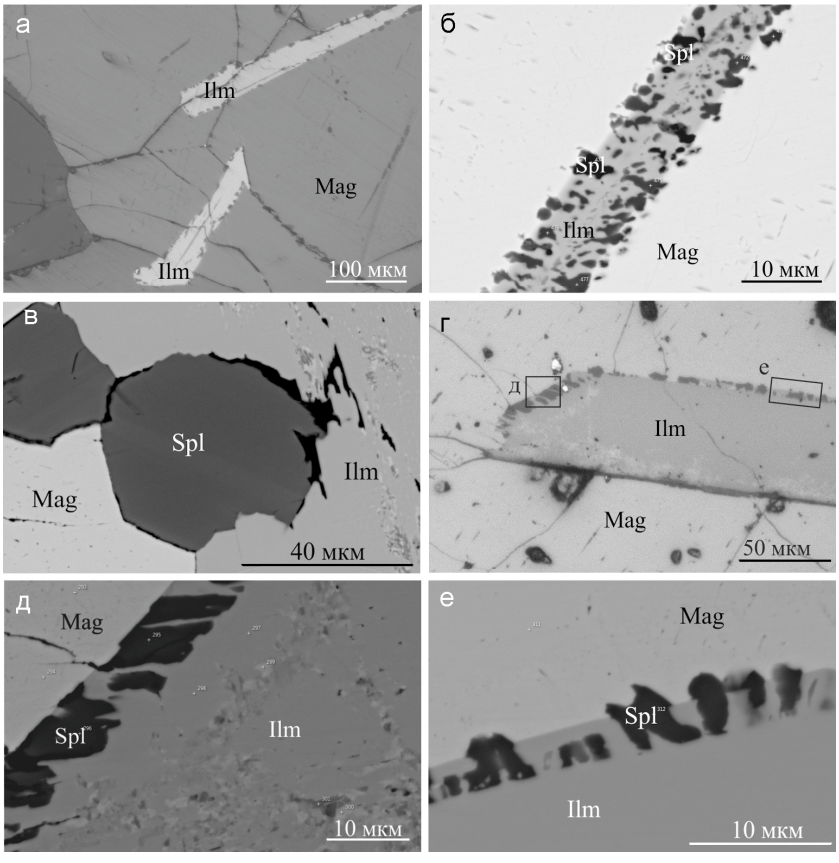

Рис. Пространственно-временные взаимоотношения ильменита, магнетита и шпинели в амфиболовых габбро Серебрянского камня: а, г – отраженный свет; б, в, д, е – СЭМ фото.

Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Spl – шпинель.

3. Выявленные особенности срастаний магнетита, ильменита, шпинели и вмещающих их силикатных минералов наиболее непротиворечиво объясняются с позиции образования этого парагенезиса из магматического расплава с ликвацией в нем железоокисной фазы.

4. Борнитовая минерализация является неотрывной составляющей общего флюидно-магматического процесса и завершает его.

Выявленные закономерности срастания рудных минералов в амфиболитовых габбро Серебрянского камня и их генетическая интерпретация хорошо согласуются с пространственно-временными взаимоотношениями этих минералов и их генетическими особенностями, ранее установленными для Волковского месторождения [Кашин, 1948, Полтавец и др., 2011], за исключением интерпретации магнетит-ильменитовых срастаний.

Литература

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 435 с.

Кашин С.А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 132 с.

Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т. Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 1198–1207.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 143–157.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 1932 с.

Симаненко Л.Ф., Шарова О.И., Щека С.А. Новые данные о структурах распада титаномагнетита из пироксенитов Кокшаровского массива (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 93–105.

Шварцц Г.М. Структуры распада твердых растворов // Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. М.: Гос. научн.-техн., 1934. С. 129–148.

Buddington A.F., Lindsly D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // Petrology. 1964. Vol. 5. P. 310–357.

Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M. Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G. Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia // Minerals. 2017. Vol. 7. P. 215.

С.В. Берзин, К.А. Дугушкина
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
sbersin@ya.ru

Комплекс параллельных даек в обрамлении и структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала

Комплекс параллельных долеритовых даек является составной частью офиолитового разреза. Подошва комплекса находится в однородных офитовых габбро, в верхней части разреза параллельные дайки переходят в подушечные лавы. Комплексы параллельных даек прослеживаются на всем протяжении Уральского складчатого пояса, как в пределах крупных офиолитовых массивов, так и в виде небольших тектонических блоков, где они прорывают габброиды или толеитовые базальты (фрагментов офиолитов) [Семенов, 2000; Каретин, 2000; Иванов, Берзин, 2013; Берзин, Кудрин, 2014; Берзин, 2016]. Некоторые проявления комплекса параллельных даек непосредственно граничат с массивами Платиноносного пояса Урала. Нами исследованы фрагменты офиолитов с комплексом параллельных даек в обрамлении и в структуре Ревдинского и Кытлымского массивов Платиноносного пояса Урала. Цель данного исследования – реконструкция условий формирования комплексов параллельных долеритовых даек.

В ходе работы проанализированы образцы из обнажений в восточном обрамлении и в структуре Ревдинского массива (г. Азов, г. Груберская, г. Ельчевишная и др.). Образцы отобраны во время полевых работ 2011–2018 гг. Анализ на породообразующие окислы проводился методом РФА на СРМ-35 и EDX-8000 в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Элементный анализ проводился там же методом ИСП МС на масс-спектрометре ELAN-9000.

На Среднем Урале наиболее представительным и хорошо изученным объектом является верхняя часть офиолитового разреза – параллельные долеритовые дайки мариинского комплекса, прорывающие подушечные лавы базальтов и андезибазальтов (г. Азов, 60 км к юго-западу от г. Екатеринбург) [Семенов, 2000; Иванов, Берзин, 2013; Иванов и др., 2019]. Породы офиолитовой ассоциации образуют здесь тектонический блок, граничащий с востока с островодужными вулканитами Тагильской зоны, а с запада – с Ревдинским габбро-ультрамафитовым массивом Платиноносного пояса Урала.

В обнажениях г. Азов и карьере, расположенном в 2.5 км севернее, около 60 % разреза сложено дайками долеритов, имеющими северо-восточное простирание и крутое падение. Они образуют рои и структуры типа «дайка в дайке»; в скринах находятся подушечные лавы толеитовых базальтов. Долериты и базальты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций: плагиоклаз в них альбитизирован или полностью соссюритизирован, клинопироксен замещен амфиболом. В более метаморфизованных разностях преобладают клиноцоизит, магнезиальная роговая обманка, хлорит и кварц.

Долериты и вмещающие подушечные лавы относятся к низкокалиевой толеитовой серии (49–56 % SiO_2) нормальной щелочности с невысоким содержанием TiO_2 (0.5–1.0 %). В пакетах параллельных даек встречены единичные дайки дацит-риодацитового состава (63–70 % SiO_2) с низкими содержаниями K_2O (0.1–1.0 %) и суммы щелочей (2.3–6.0 %). Для долеритов характерны пологие тренды распределения РЗЭ (La_n/Yb_n 0.90–3.60), дефицит Rb, Nb, Ta, Zr, Hf и обогащение Ba, U, Sr, свидетельствующие о формировании в задугово-спрединговой обстановке. Вмещающие подушечные лавы при сходном химическом составе с долеритами характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и ряда некогерентных элементов, что позволяет предполагать их неодновременное формирование. Об образовании комплекса параллельных даек и базальтов в обстановке задугового спрединга свидетельствует и состав акцессорных хромовых шпинелей, которые по распределению TiO_2 и Al_2O_3 близки к шпинелям из зон задугового растяжения по данным [Kamenetsky et al., 2001].

В структуре Ревдинского массива вдоль его восточного эндоконтакта прослеживаются породы офиолитовой ассоциации: габбро, прорываемые комплексом параллельных долеритовых даек. Среди долеритовых даек выделяются дайки двух генераций: мощные (до 3–5 м) дайки полнокристаллических мелко-среднезернистых габбро-долеритов и прорывающие их под углом 40–70º дайки, сложенные мелкопорфировыми и скрытокристаллическими долеритами. По геохимическим характеристикам долериты дайкового комплекса близки долеритам г. Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива, и, по-видимому, также сформировались при тыловодужном растяжении.

Изучение параллельных даек в восточном обрамлении (г. Азов) и в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала показало, что по ряду геохимических признаков данные фрагменты офиолитов являются результатом задугового спрединга. Фрагмент офиолитов, включающий комплекс параллельных даек, прорывающих подушечные лавы, был изучен нами в восточном обрамлении Кытлымского массива на г. Иов [Берзин, Дугушкина, 2019]. Ранее для Северного Урала было показано, что вулканиты мариинского комплекса к востоку от массивов Платиноносного пояса Урала относятся к низкотитанистой серии, а расположенные к западу от Платиноносного пояса – к более высокотитанистой серии [Петров, Пучков, 1994]. Наши наблюдения подтверждают данную закономерность.

Время прохождения задугового спрединга на Среднем Урале установлено для нескольких объектов. Во фрагменте задугово-спрединговых офиолитов в Восточно-

Уральской зоне в том же широтном сегменте Среднего Урала тем же методом установлен силурийский (428.5±3.7 млн лет) возраст цирконов из скринов габбро между параллельными долеритовыми дайками [Смирнов, Иванов, 2010]. U–Pb методом (SHRIMP II) по цирконам из долеритов определен средне-позднедевонский возраст (382–387 млн лет) комплекса параллельных даек г. Азов [Иванов, Берзин, 2013]. Sm–Nd возраст данных долеритов параллельных даек составляет 426±34 млн лет [Иванов и др., 2019]. Полученные возраста параллельных даек г. Азов вызывают некоторые вопросы и нуждаются в уточнении.

Параллельные дайки в обрамлении и структуре массивов Платиноносного пояса традиционно относятся к мариинскому комплексу ($O_{2–3}$). Однако согласно ГГК О-40 и О-41 параллельные дайки вместе с вмещающими вулканитами гг. Иов и Азов попадают в шемурскую свиту ($O_3–S_1$). Этот вопрос, безусловно, нуждается в уточнении. На г. Иов параллельные дайки и прорываемые ими вулканиты находятся стратиграфически ниже по разрезу вулканитов непрерывно-дифференцированной островодужной формации, слагающих преимущественную часть разреза шемурской свиты. С другой стороны, нельзя исключать того, что комплекс параллельных даек мог сформироваться позднее прорываемых им вулканических толщ.

Авторы благодарны аналитикам ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН) Д.В. Киселевой, Н.В. Чередниченко, Н.П. Горбуновой, Л.А. Татариновой и Г.А. Аввакумовой за анализ пород. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры (проект № 18-45-860008).

Литература

Берзин С.В., Дугушкина К.А. Комплекс параллельных даек г. Иов (Северный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 63–65.

Берзин С.В. Офиолиты мариинского комплекса в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива // Литосфера. 2016. № 1. С. 88–106.

Берзин С.В., Кудрин К.Ю. Фрагменты задугово-спрединговых офиолитовых комплексов в структуре Урала // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Мат. второй всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 154–156.

Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U–Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 2. С. 92–104.

Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В. Время задугового спрединга Уральской палеоостровной дуги (по результатам Sm–Nd- и U–Pb-датирования долеритов и изучения состава включений в цирконе) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 3. С. 340–343.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.

Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U–Pb-датировка (SHRIMP-II) офиолитов на Урале // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. № 2. С. 218–221.

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. Vol. 42. P. 655–671.

О.Г. Резникова, С.А. Блинова
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
Reznikova_O@bk.ru

Акцессорная минерализация гранитоидов Даховского кристаллического массива (Республика Адыгея)

Настоящее исследование посвящено сравнительному анализу минерального состава гранитоидов Даховского кристаллического массива и продуктов их выветривания. Материал собран в процессе прохождения учебной минералогической практики на учебно-образовательном полигоне-базе полевых практик «Никель» ФГБОУ ВО «ВГУ», Майкопский район, Республика Адыгея.

Западный Кавказ, как и весь Кавказский сектор Средиземноморского подвижного пояса, характеризуется крайне сложным геологическим строением, обусловленным длительной историей образования и взаимодействием разноранговых террейнов. Одним из подобных террейнов является Даховский кристаллический массив (ДКМ), который с севера обрамляется сложнопостроенной шовной зоной. Гранитоиды центральной части массива представлены малкинским плутоническим комплексом: гранодиоритами I фазы (основная часть массива) и лейкогранитами II фазы внедрения [Ненахов и др., 2019]. Кора выветривания развивается по гранодиоритам I фазы [Савко, Додатко, 1991; Буравлева, 2008]. В ней сохраняются текстурно-структурные признаки материнских пород, а цвет гранитоидов изменяется и становится бурым. Акцессорные минералы в составе гранитоидов ДКМ представлены цирконом, апатитом, пиритом, магнетитом, сфеном, ортитом и гранатом [Золотарева, Ненахов, 2006]. В результате настоящей работы был уточнен и дополнен состав акцессорных минералов в гранитоидах ДКМ и коре выветривания по ним.

Для исследования были отобраны две пробы весом по 6 кг. Проба из коры выветривания отобрана в левом борту р. Белая, в районе 61-го км шоссе Майкоп-Гузерипль. Шлиховая проба исходных гранитоидов отбиралась из русла руч. Золотой. Обе пробы промыты в лотках до серого шлиха, расситованы по размеру от +0.4 мм до –0.16 мм и разделены на магнитную и немагнитную фракции, которые изучены под бинокуляром. Минералы исследованы на РЭМ Jeol 6380 LV с ЭДС INCA 250 в Центре коллективного пользования научным оборудованием ВГУ (г. Воронеж, аналитик Н.С. Базиков).

В шлиховых пробах гранитоидов и коры выветривания преобладают темноокрашенные минералы (до 60 %): ильменит, магнетит, рутил, хромит и гематит. Призматические кристаллы ильменита покрыты «железной рубашкой», которая помешала определению химического состава (рис. 1а). Кристаллы магнетита обладают октаэдрической формой (рис. 1б). Зерна рутила имеют дипирамидальный облик, их окраска меняется от малиновой до бурой (рис. 1в). Хромит обнаружен в виде единичных зерен (рис. 1г). Гематит черного цвета, толстотаблитчатый, установлен в пробе измененных гранитоидов (рис. 1д). Встречены единичные кристаллы пирита и их агрегаты (рис. 1е).

Призматические кристаллы желтоватого эпидота (рис. 2а) установлены только в пробе из коры выветривания по гранитоидам. Кристаллы циркона – полупрозрачные дипирамидально-призматические светло-желтого цвета с включениями темноцветных минералов (рис. 2б). Содержание цирконов во фракциях –0.315–0.16 и –0.16 достигает 10–15 %. В составе цирконов установлена примесь Hf (1.91 мас. %). Гранаты и амфиболы

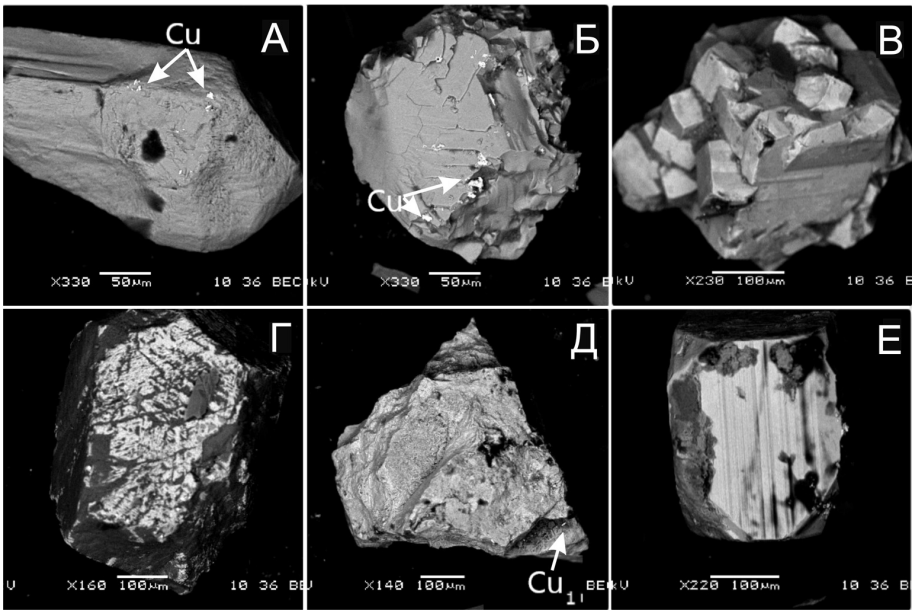

Рис. 1. Акцессорные оксиды и сульфиды в пробах: а – рутил; б – хромит; в – пирит; г – гематит; д – магнетит; е – ильменит.

Cu – самородная медь.

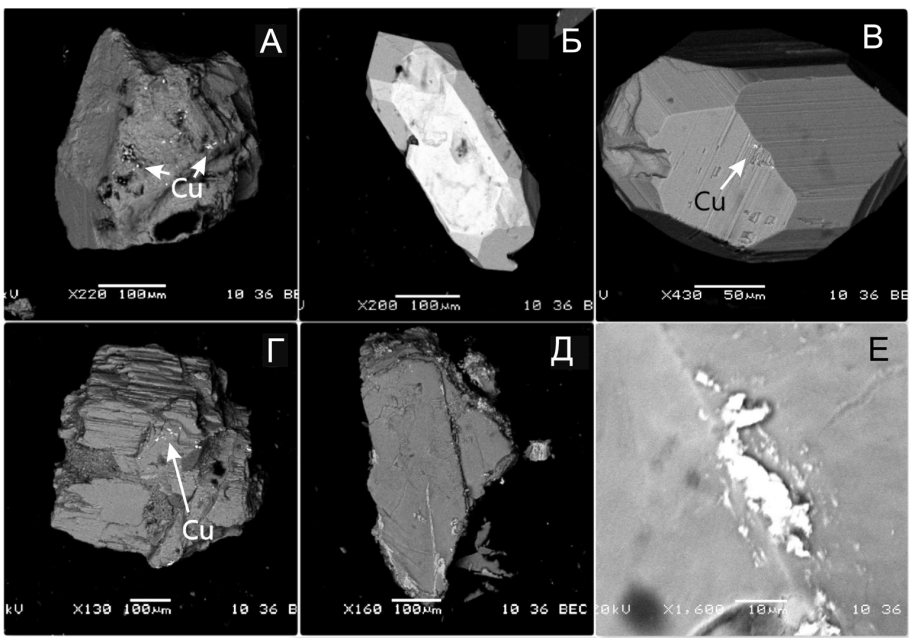

Рис. 2. Акцессорные силикаты в пробах: а – эпидот; б – циркон; в – гранат; г – роговая обманка; д – хлорит; е – чешуйка самородной меди.

установлены в пробе первичных гранитоидов из руч. Золотой. Гранаты представлены полупрозрачными светло-желтыми ромбододекаэдрами (рис. 2в). Амфиболы образуют игольчатые агрегаты от зеленого до черного цвета (рис. 2г) и по химическому составу соответствуют роговой обманке. Хлориты (рис. 2д) представляют собой уплощенные чешуйчатые кристаллы зеленовато-коричневого цвета и встречаются в пробах в небольшом количестве.

При исследованиях под электронным микроскопом на всех минералах обнаружена медная пыль. Чешуйки самородной меди находились как рядом с минералами на углеродной ленте, так и на гранях минерала (см. рис. 1, 2). Предполагается, что медная пыль появилась либо при просеивании проб через сита, либо при отборе образцов медной иглой. У наших предшественников, работающих на данных ситах и с данными иглами, появление самородной меди в пробах не наблюдалось. Поэтому достоверно установить источник меди в пробах на данном этапе невозможно.

Таким образом, в результате проведенных исследований в пробе из коры выветривания гранитоидов обнаружены гематит, роговая обманка, ильменит, рутил и хромит. В шлиховой пробе из руч. Золотой, размывающего гранитоиды, подтверждено присутствие акцессорных граната, циркона, пирита и магнетита. Минеральный состав коры выветривания соответствует первичным гранитоидам. Особый интерес вызвал налет самородной меди на минералах из обеих проб, что требует дальнейших исследований.

Литература

Буравлева Е.Н. Особенности минерального состава линейных кор выветривания Даховского гранитоидного массива // Мат. IX Всерос. научн. конф. студ., асп. и мол. спец. Саратов, 2008. С. 46–48.

Золотарева Г.С., Ненахов В.М. Акцессорные минералы и типоморфизм цирконов гранитов Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия Геология. 2006. № 1. С. 39–44.

Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В. Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия Геология. 2019. № 2. С. 5–14.

Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. Воронеж: ВГУ, 1991. 232 с.

А.В. Кулагина, А.И. Чернышов
Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
aleksandra201183@gmail.com

Деформационные типы дунитов Тарлашкинского массива (юго-восток Республики Тувы)

Тарлашкинский ультрамафитовый массив является фрагментом Южно-Тувинского офиолитового пояса, который структурно приурочен к Агардагской шовной зоне сочленения Сангиленского срединного сиалического комплекса с раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоной [Гоникберг, 1999]. Целью исследования

стало выявление микроструктурной неоднородности дунитов Тарлашкинского массива и вариаций состава оливина. Изучены образцы пород массива, отобранные ранее проф. ТГУ А.И. Чернышовым. Состав оливина определен на СЭМ Tescan Vega II LMU в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск).

Дуниты Тарлашкинского массива характеризуются признаками пластической деформации и рекристаллизации [Гончаренко, 1989], которые отражаются в разнообразных микроструктурных типах оливина. Нами установлены следующие микроструктуры: протогранулярная, порфирокластовая, порфиролейстовая, мозаичная (рис.), которые образовались в результате наложенных деформаций, осуществлявшихся внутрикристаллическим способом, трансляционным скольжением и синтектонической рекристаллизацией. Количественная оценка степени деформации в выделенных типах отражается в удельной протяженности границ зерен оливинов и степени их ориентации, определенных по методике [Салтыков, 1970].

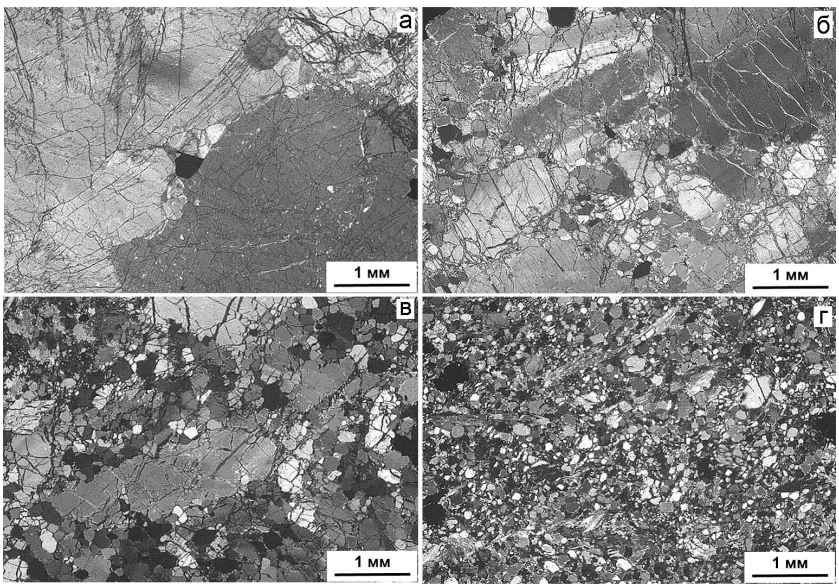

Рис. Типы деформационных структур в дунитах Тарлашкинского массива: а – протогранулярная (обр. Тр-11/19); б – порфирокластовая (обр. Тр-43); в – порфиролейстовая (обр. Тр-7); г – мозаичная (обр. Тр-5). Николи скрещены.

Для протогранулярной структуры характерны максимальные размеры зерен оливина (до 8 мм и более), а также их субизометричная либо слабовытянутая форма с округлыми контурами. В них слабо проявлены пластические деформации в виде неоднородного погасания и редкие полосы пластического излома (рис. а). Крупные зерна оливина обладают наименьшей удельной протяженностью и имеют слабо выраженную ориентировку (табл. 1). По границам крупных зерен оливина в результате наложенной синтектонической рекристаллизации образуются гетерогранокластовые агрегаты мелких индивидов оливина с размерами зерен менее 1.5 мм. Они характеризуются возрастанием удельной протяженности и отсутствием предпочтительной ориентировки. Состав протогранулярного оливина соответствует форстериту с содержанием фаялитового минала 6.36 мол. % (табл. 2).

Таблица 1

Удельная протяженность зерен оливина (∑P) и степень их ориентации (α)

№ обр.	Структура	Размер зерен	∑P, см	$\sum P_{из}$, см	$\sum P_{ор}$, см	α, %
Тр-11/19	Протогранулярная с порфирокластезом	крупные	14.4	13.3	1.1	7.6
		мелкие	25.4	25.2	0.2	0.8
Тр-43	Порфирокластовая	крупные	15.0	14.6	0.4	2.7
		мелкие	65.7	61.2	4.5	6.9
Тр-9	Порфиролейстовая	крупные	25.0	22.0	3.0	12.1
		мелкие	122.5	98.5	24.0	19.6
Тр-13	Мозаичная	мелкие	150.8	131.9	18.9	12.5

Примечание. ∑P – общая удельная протяженность границ изометричных ($\sum P_{из}$) и удлиненных ($\sum P_{ор}$) зерен оливина; α – степень ориентации границ зерен.

Таблица 2

Железистость оливина в дунитах

№ обр.	Тр-11/19	Тр-43		Тр-7		Тр -13
Структура	Протогранулярная	Порфирокластовая		Порфиролейстовая		Мозаичная
Размеры зерен	кр	кр	м	кр	м	м
Fa	6.36	8.06	9.24	8.63	9.36	5.91

Примечание. Размер: кр – крупный, м – мелкий. Fa – содержание фаялитовой молекулы (%): Fa = Fe/(Fe+Mg).

Порфирокластовая структура возникает на месте протогранулярной в результате пластической деформации внутрикристаллическим трансляционным скольжением, сопровождаемой синтектонической рекристаллизацией. Это отражается в резко выраженном неоднородном погасании зерен оливина, появлении в них многочисленных полос пластического излома (рис. б). В этом типе наблюдаются как порфирокластовые зерна, так и мозаичные агрегаты мелких индивидов оливина. Порфирокластовые зерна имеют субизометричную, иногда вытянутую форму. Размеры крупных зерен оливина достигают 7 мм. Порфирокласты характеризуются возрастанием удельной протяженности зерен оливина по отношению к протогранулярным зернам и отсутствием их предпочтительной ориентировки. В результате порфирокластеза по периферии таких зерен образовались мелкие мозаичные агрегаты зерен оливина либо субизометричной, либо слабо вытянутой формы размером до 2 мм. Удельная протяженность мозаичного агрегата оливина существенно возрастает по отношению к порфирокластовым зернам. В мозаичном агрегате проявляется слабая предпочтительная ориентировка удлиненных зерен оливина. Железистость оливина порфирокластовых зерен составляет 8.06 мол. % и возрастает в синтектонически рекристаллизованных мелких зернах оливина до 9.24 мол. % (см. табл. 2).

Порфиролейстовая структура наблюдается в наиболее деформированных частях массива и образуется в результате интенсивной пластической деформации трансляционным скольжением при возрастающей роли синтектонической рекристаллизации, очевидно, в условиях возрастающей скорости деформации [Чернышов, 2001]. Отмечается сходство порфиролейстовой структуры с порфирокластовой. Порфирокласты в порфиролейстовых дунитах имеют преимущественно удлиненную либо линзовидную форму с характерной предпочтительной ориентировкой (рис. в). Они сильнее деформированы, чем в порфирокластовых дунитах, а полосы пластического излома имеют полисинтетический характер. Размер порфирокластов составляет по удлинению до 5 мм при ширине 1–3.5 мм. Для этих пород отмечается увеличение удельной протяженности порфиролейстовых зерен оливина, и становится заметной степень их ориентации. Мелкозернистый мозаичный агрегат состоит из субизометричных и линзовидных зерен оливина размером 0.4–2.4 мм в длину и 0.2–1.6 мм в ширину. В этом типе резко возрастает удельная протяженность мелких рекристаллизованных зерен оливина, и увеличивается их степень ориентации по сравнению с порфиролейстами (см. табл. 1).

Крупные порфиролейстовые зерна оливина соответствуют форстериту (Fa 8.63 мол. %) и являются близкими порфирокластам из предшествующего типа (см. табл. 2). При этом железистость рескристаллизованного оливина возрастает до 9.36 %.

Мозаичная структура образована мелкозернистым мозаичным агрегатом зерен оливина (рис. г), образовавшимся в участках с наиболее интенсивной пластической деформацией, обусловленной синтектонической рекристаллизацией. Зерна оливина имеют округлую либо удлиненную форму, для них характерно однородное погасание. Для мозаичного типа установлена максимальная удельная протяженность зерен оливина и заметная их предпочтительная ориентировка (см. табл. 1). Особенностью оливина с мозаичной микроструктурой является минимальная железистость (Fa 5.91 мол. %) (см. табл. 2).

С учетом результатов по ультрамафитам Харчерузского массива на Полярном Урале [Чернышов, Юричев, 2016] проведенные исследования позволяют проследить эволюцию дунитов Тарлашкинского массива.

Первый этап, по-видимому, связан с деплетированием исходного мантийного вещества и образованием пород полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, которые затем подверглись флюидно-магматическому преобразованию. В результате интенсивной депироксенизации происходило формирование дунитов. Процесс протекал при высоких температурах (>1000 °С) и сопровождался интенсивными пластическими деформациями высокотемпературного трансляционного скольжения в условиях низкой скорости деформации ($\varepsilon < 10^{-6}$ $с^{-1}$) и значительном всестороннем давлении (>10 кбар) [Nicolas, Poirier, 1976], и завершился первичной статической рекристаллизацией отжига. Отжиг способствовал росту благоприятно ориентированных зерен оливина за счет неблагоприятно ориентированных с образованием крупных, лишенных признаков пластических деформаций зерен с плавными границами. В результате образовались дуниты с протогранулярной структурой.

На втором этапе пластические деформации ультрамафитов протекали в условиях интенсивных осевых и сдвиговых деформаций при понижении температур (~1000–750 °С) и значительных скоростях ($\varepsilon > 10^{-4}$ $с^{-1}$) и всестороннем давлении (~5 МПа) в процессе перемещения ультрамафитов по зонам глубинных надвигов в

верхние части земной коры [Nicolas, Poirier, 1976]. Деформации в зернах оливина протекали, преимущественно, сопутствующей синтектонической рекристаллизацией и, в меньшей мере, пластическим течением. В результате с возрастанием скорости пластической деформации последовательно образуются порфирокластовые, порфиролейстовые и мозаичные микроструктуры в дунитах.

Оливин из дунитов по химическому составу отвечает форстериту (Fa ~5.91–9.36 мол. %) и соответствует оливину из метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов [Чернышов, 1999]. Изменение железистости минерала коррелирует с микроструктурами оливина. С возрастанием степени пластических деформаций (от протогранулярного к порфирокластовому и порфиролейстовому) железистость увеличивается, а железистость рекристаллизованных зерен увеличивается по отношению к исходным порфирокластам. В наиболее деформированных образцах с мозаичной структурой железистость оливина уменьшается по сравнению с другими разностями. Направленность изменения химического состава оливина обусловлена механизмом пластических деформаций ультрамафитов [Чернышов, 1999].

Литература

Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: ТГУ, 1989. 404 с.

Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 375 с.

Чернышов А.И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов // Дис. … докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1999. 528 с.

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.

Чернышов А.И., Юричев А.Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77.

Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

Б.Э. Будаев[1], Р.А. Бадмацыренова[1, 2]
[1] – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
[2] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@ginst.ru

Петрогенезис Хаильского массива, Центральная Бурятия

Район исследования располагается в бассейне верхнего течения р. Курбы в пределах Удино-Витимской зоны. В геологическом плане он входит в состав Байкальской горной области южного складчатого обрамления Сибирской платформы и характеризуется исключительно сложным геологическим строением, обусловленным широким развитием глубокометаморфизованных осадочно-вулканогенных образований докембрия и палеозоя, метаморфизованных интенсивной складчатостью, образованием многочисленных разрывных нарушений и проявлением разнообразного магматизма.

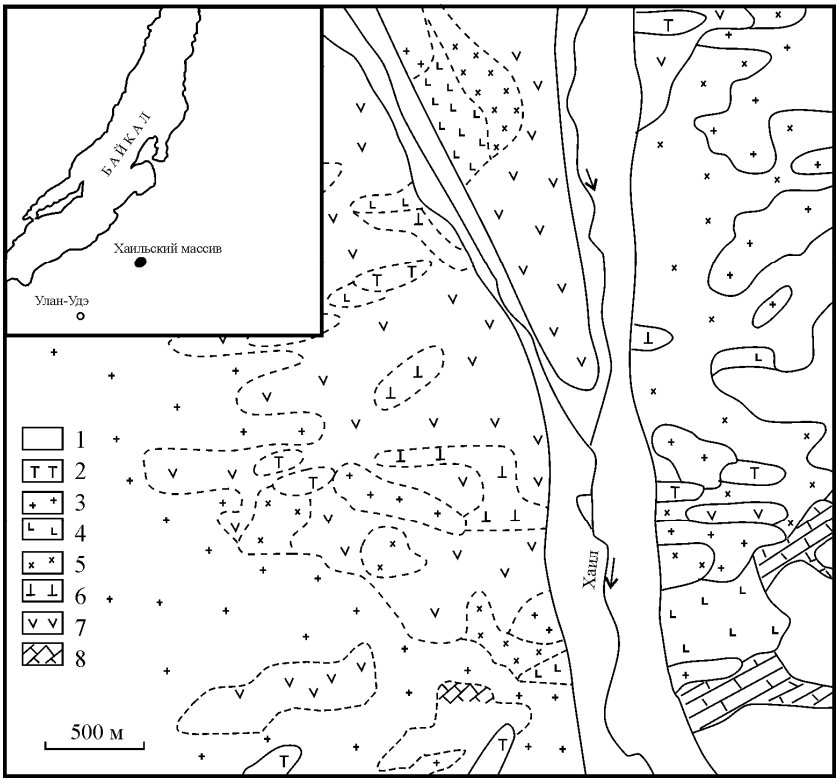

Рис. 1. Схематическая карта Хаильского массива [Палеозойские магматические формации…, 1972].

1 – песчано-галечные и валунно-глыбовые отложения; 2 – диоритовые порфириты; 3 – граниты, порфировидные граниты; 4 – сиениты, кварцевые сиениты; 5 – диориты; 6 – анортозиты, габброанортозиты; 7 – габбро, оливиновое габбро, амфиболизированное габбро, габбронориты, троктолиты, рудное габбро; 8 – известняки, скарны.

Среди интрузий основного состава выделена самостоятельная габбровая формация палеозоя, которая объединила основные породы икатского, атарханского, моностойского комплексов [Палеозойские…, 1972].

Хаильский массив атарханского комплекса имеет в плане сложные очертания (рис. 1) и характеризуется общей вытянутостью в субмеридиональном направлении. Площадь его выходов составляет около 12 км^2. Центральная часть плутона сложена оливиновыми и безоливиновыми лейкократовыми до меланократовых габбро. В небольших количествах встречаются габбронориты и анортозиты, а в отдельных маломощных горизонтах и линзах – обогащенное титаномагнетитом рудное габбро. Судя по резко меняющейся ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро, участки, расположенные на правом и левом берегах р. Хаил, представляют собой разные блоки центральной части массива. В периферической зоне массива отмечаются амфиболизированное габбро и пироксеновые диориты иногда с повышенным содержанием апатита.

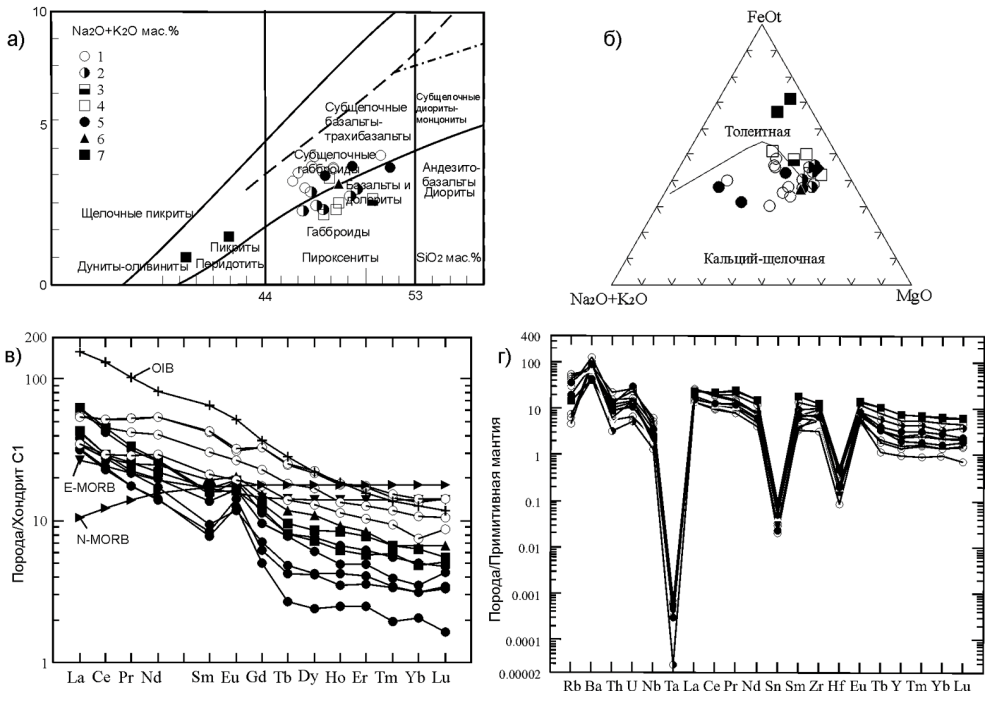

Рис. 2. Состав пород Хаильского массива на классификационной (а) и AFM (б) диаграммах; в – спектры РЗЭ, нормированные к хондриту С1 [Boyton, 1984]; г – мультиэлементные спектры, нормированные на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

1 – габбро; 2 – оливиновое габбро; 3 – амфиболовое габбро; 4 – троктолит; 5 – анортозит; 6 – габбронорит; 7 – рудное габбро.

На классификационной диаграмме SiO_2–(Na_2O+K_2O) точки состава пород Хаильского массива компактно лежат в поле габброидов, а точки состава рудного габбро попадают в поле ультраосновных пород (рис. 2). Породы содержат повышенные концентрации суммарного железа (16.08–22.82 мас. %), TiO_2 (2.41–3.19 мас. %), магнетита и ильменита. По щелочности габброиды отвечают умеренно-щелочным базитам. Отношение Na_2O к K_2O в породах выше 4, что говорит об их натровой специфике.

Содержания Al_2O_3, CaO и MgO сильно варьируют в породах, что объясняется фракционированием клинопироксена и плагиоклаза при кристаллизации высокоглиноземистого базальта в промежуточной магматической камере. По коэффициенту глиноземистости (al' = Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO)) породы массива относятся к высокоглиноземистым (al' 1–5.31) породам с переходом в умерено-глиноземистые (al' 0.81–0.93). Исключением является рудное габбро, которое относится к низкоглиноземистым породам (al' 0.58–0.74). По магнезиальности (K_{mg} 29.7–54.8) породы не отвечают составу первичных магм, а являются продуктами дифференциации базитового расплава. На диаграмме AFM точки составов пород массива попадают в поле известково-щелочной серии (см. рис. 2).

Спектры распределения РЗЭ в породах Хаильского массива характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (см. рис. 2). Отношение (La/Yb)n как мера обогащения ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ составляет 3.81–15.78. В анортозитах

и габброноритах наблюдается положительная аномалия Eu. Появление аномалий Eu обычно связано с вариациями окислительно-восстановительных условий в кристаллизующихся расплавах (Eu/Eu* 1.16–1.96). Сумма РЗЭ в породах составляет примерно 35 г/т в анортозитах до 103 г/т – в габбро. На мультиэлементном спектре, нормированном к примитивной мантии, породы в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, Sr, K) и обеднены высокозарядными элементами (Zr, Ti), при этом ярко выражены отрицательные Nb-Ta и Hf аномалии и положительная аномалия Pb (см. рис. 2). Обогащенность литофильными элементами, деплетированность высокозарядными элементами, отрицательные аномалии Nb, Ta, Zr и Hf в породах массива объясняются унаследовательностью мантийного источника, а именно метасоматизированной литосферной мантии (положительные аномалии по Pb и Sr), аккретированной Удино-Витимской островной дугой (513–534 млн лет) [Гордиенко и др., 2010] с последующим воздействием мантийного плюма (275–280 млн лет) [Ярмолюк и др., 2000]. По результатам изучения Хаильского массива можно говорить о его принадлежности к (пироксенит)-габбро-норитовому формационному типу, образованному во внутриплитной обстановке (повышенные концентрации Ba, Sr, и отрицательные Zr).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р_а).

Литература

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972. С. 109–126.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

Boyton W.V. Geochemistry of the REE: meteorite studies // In: REE geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Special Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Б.В. Базаров[1], Р.А. Бадмацыренов [1, 2]
[1] – Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ
[2] – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
brose@ginst.ru

Петрогенезис Оронгойского перидотит-габбро-сиенитового массива, Западное Забайкалье

Оронгойский перидотит-габбро-сиенитовый массив относится к первой фазе бичурского комплекса (278.8±7 млн лет) и расположен в хр. Моностой в предгорьях хр. Хамар-Дабан, юго-западнее г. Улан-Удэ [Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011].

Массив занимает площадь около 20 км^2, имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направлении форму. Вся его средняя часть сложена анортозитами, в которых встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы переменной мощности (1–2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около 70 % площади интрузива. В крайней северной части массива наблюдаются щелочные роговообманковые габбро. На юге эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Крайняя западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложена трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро распространены ограниченно в юго-восточной части массива, где они образуют участок с нечеткими контурами среди трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Ультраосновные породы (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии массива габброиды прорываются щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив богат дайками и жилами пород кислого состава. С запада и востока породы массива перекрыты четвертичными отложениями. С юга габброиды контактируют с гранитогнейсами и гнейсами протерозоя. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают субщелочному ряду и по составу варьируют от перидотитов, габброидов до сиенитов, охватывая интервал SiO_2 от 35 до 53 %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. В габброидах массива широко варьируют содержания Al_2O_3 (10–24 мас. %), что обусловлено фракционированием плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Породы Оронгойского массива характеризуются низкими содержаниями P_2O_5 (0.01–0.35 мас. %). По содержаниям и соотношению TiO_2 и P_2O_5 среди габброидов выделяются две группы: 1) породы со слабой корреляцией между этими компонентами, 2) породы без корреляции при повышенных содержаниях TiO_2 (2–4 мас. %) и низких – P_2O_5 (0.01–0.15 мас. %).

Для пород габброидной серии характерны повышенные концентрации FeO, TiO_2 и Na_2O. Для рудного габбро обычно повышенное содержание летучих компонентов (P и H_2O). Из геохимических особенностей следует отметить крайне низкие содержания Ni (до 0.03 %) и Co (до 0.005 %) в габброидах. В ультраосновных породах содержания этих элементов составляют 0.2 и 0.01 %, соответственно. В габброидах наблюдаются высокие содержания Ba и Sr и низкие – Rb, Cs, Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf относительно базальтов островных дуг и океанических островов.

Первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения для пород Оронгойского массива обогащены относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием ($^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0.70655) и имеют значения εNd до –2.8. Повышенные начальные отношения изотопов стронция (I_{Sr} = 0.70610) не могут трактоваться как признак ассимиляции основными магмами корового материала, поскольку такие значения обычны для основных пород повышенной щелочности [Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011; Ласточкин и др., 2018]. Изотопный состав близок к CHUR, соответствует мантийному источнику EM-II и ложится в поле базальтов островов Кергелен [Zindler, Hart, 1986]. Компонент EM-II,

характеризуясь высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкими значениями εNd, связывается с субдуцированием в мантию терригенных осадков [Dickin, 1995].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р_а).

Литература

Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 807–818.

Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U–Pb геохронологические данные // Известия Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1 (38). С. 132–138.

Богатиков О.А. Особенности формирования базитов и связанной с ними минерализации. Москва: Наука, 1965. 240 с.

Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Хубанов В.Б. Оценка комагматичности габброидов и сиенитов Арсентьевского массива (Западное Забайкалье) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 566–573.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. Cambridge University, 1995. 450 p.

Zindler A., Hart S.R. Geochemical geodynamics // Annual Review of Earth Planetary Sciences. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

А.С. Девятиярова[1], Д.А. Артемьев[2], А. Аберштейнер[3, 4], Э.В. Сокол[1]

[1] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

devyatiyarova@igm.nsc.ru

[2] – Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс

[3] – Центр CODES, Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия

[4] – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Изотопно-геохимические характеристики сульфидов из спурритовых мраморов на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски)

Целью метаморфической петрологии является реконструкция пиковых PT-параметров метаморфизма. Постепенное внедрение в эту область изотопно-геохимических методов расширило возможности использования акцессорной минерализации для петрогенетических реконструкций. Чутким индикатором транзита вещества через зону контакта химически контрастных сред являются сульфиды. Разнообразие катионного состава и широкий диапазон изотопных характеристик серы позволяет разделять источники вещества. В данной работе на примере сульфидной минерализации нескольких групп пород Кочумдекского ореола (Восточная Сибирь) продемонстрирована эффективность применения изотопно-геохимических методов для реконструкции источников поступления вещества в контактовый ореол и поведения микроэлементов при метаморфизме спуррит-мервинитовой фации.

Кочумдекский полизональный ореол мраморов, расположенный на правом притоке р. Подкаменной Тунгуски, представляет редкий пример контактово-метаморфических изменений, минимально осложненных метасоматическими процессами. Ореол

приурочен к верхнему контакту траппового тела Кузьмовского комплекса ($\nu\beta T_1kz$) и мергелистых известняков (S_1ln). В береговом уступе р. Кочумдек обнажаются три зоны мраморов (мервинитовая ≥ 900 °С; спурритовая ≥ 750 °С; тиллеитовая ≥ 700 °С) суммарной мощностью около 3.5 м, известняки и габброиды. Скарнирование проявлено слабо (1–2 см) и локально. Мраморы отличает крупная зернистость и высокая степень сохранности первичных высокотемпературных парагенезисов. На отдельных участках мервинит претерпел ретроградный распад с образованием симплектитов [Ревердатто, 1964; Перцев, 1977; Алексеенко и др., 2010; Сокол и др., 2019а].

Известняки, мраморы и габброиды Кочумдека содержат разнообразные сульфиды (табл. 1). Габброиды из зоны контакта бедны серой ($S_{сульф} \leq 0.04$ мас. %) [Сокол и др., 2019б]. Среди халькофильных элементов преобладают (г/т): Cu до 950; Zn до 263, Ni до 221, Co до 67, Ag и Cd < 1. Породы содержат скудную Fe-Ni-Cu-Co-(Zn) сульфидную минерализацию. Преобладает пирротин, часто в сростках с халькопиритом, с многочисленными включениями пентландита и единичными – кобальтина и Fe-сфалерита (табл. 1, 2). Мергелистые известняки богаче (мас. %) $S_{сульф.}$ (до 0.6), содержат $Fe_2O_{3общ}$ (0.7–3.9), MnO (до 0.4) и K_2O (до 2.5). Концентрации в них большинства халькофильных элементов низкие (г/т): Ni до 125, Cu до 102, Co до 41, Ag и Cd < 3, за исключением Zn (до 416 г/т). Сульфиды представлены обильным пирротином с включениями халькопирита и, реже, фрамбоидальным пиритом. Редкие K-Fe сульфиды (расвумит, джерфишерит и бартонит) образуют каймы замещения вокруг пирротина (см. табл. 1, 2). Мраморы также содержат до 0.6 мас. % $S_{сульф.}$ и обогащены Zn (до 806 г/т); содержания халькофильных элементов (г/т): Cu ≤ 59, Ni ≤ 26, Co ≤ 13, Ag и Cd < 1. В мраморах преобладают пирротин с включениями Fe-алабандина, Fe-Mn вюртцита и Fe-Mn сфалерита. Вокруг пирротина развиты каймы, сложенные K-Fe сульфидами (см. табл. 1, 2). Зерна галенита и акантита единичны. Таким образом, главными катионами сульфидов в габброидах являются Fe, Ni, Cu, Co и Zn; в мраморах – Fe, Mn, Zn и K.

Метаморфизм высоких степеней сопровождается укрупнением и перекристаллизацией породообразующих минералов (в случае кочумдекских мраморов – кальцита и Ca-Mg силикатов) с высвобождением халькофильных элементов. Они охотно взаимодействуют со свободной серой, образуя собственные сульфиды или входя в них в качестве примесей. Элементы-примеси в сульфидах определены методом лазерной абляции (ЛА ИСП МС) [Сокол и др., 2019б]. Коэффициент концентрирования $K_{El} = [C_{минерал}]/[C_{порода}]$ выбран в качестве наглядного показателя аккумуляции типоморфных элементов-микропримесей отдельными сульфидами.

Установлено, что расвумит селективно концентрирует (г/т): Rb (559–815, K_{Rb} 195.8), Ba (224–858, K_{Ba} 1.6) и в меньшем количестве Cs (31.9–69.0, K_{Cs} 353), Tl (3.64–19.8) и Se (2.2–19.5); сфалерит (г/т) – Cd (4170–5060, K_{Cd} 23088); Hg (13.4–50.0, K_{Hg} 54) и In (22.3–22.8). Пирротин из известняков отличает наибольшее разнообразие микропримесей (среднее, г/т): Mn, Co, Ni (161–655); V, Cu, Zn, Ge, Se, Pb (1.3–7.1); Ga, Ag, Sn, Sb, Mo, Bi (0.12–0.59); $\Sigma_{примесей}$ 1318 г/т. Иногда в нем присутствуют Tl, Hg и Te (до 0.18, 0.72 и 0.94 г/т, соответственно). Микроэлементный состав пирротина из мраморов проще, в нем не были обнаружены V, Ga, Mo, Sn, Bi, Tl, Hg, Te. Тем не менее, в тиллеит-волластонитовых мраморах $\Sigma_{примесей}$ 1760 г/т возрастает вследствие роста концентраций (среднее, г/т) Ni (909), Cu (82) и Mn (416). Пирротин из спуррит-мервинитовых мраморов имеет наиболее чистый состав ($\Sigma_{примесей}$ 1070 г/т) и, главным образом, содержит (среднее, г/т) Co (430), Ni (289), Mn (267) и, в меньшем количестве, Zn (27) и Cu (22). Микроэлементный состав пирротина из разных метаморфических зон свидетельствует о том, что в ходе прогрева первичных осадков этот минерал претерпевает

Таблица 1

Минеральные ассоциации сульфидов из пород Кочумдекского контактового ореола

	Po	Tro	Py	Ccp	Pn	Cbl*	Sp	Wur	Alb	Ac*	Gn*	Rasv	Djer	Bart
Габброиды	●	●	⁘	●	⁘	⁘	⁘							
Известняки	▩	▦	●	⁘							⁘	○	○	○
Мраморы	▩	▦					●	⁘	●	⁘	⁘	●	●	○

Примечание. ● – зерна и их сростки; ⁘ – включения (5–70 мкм); ○ – каймы обрастания и/или замещения; ▦ – тонкие структуры распада Po-Tro; * - качественная диагностика, мелкие единичные включения. Ac – акантит, Alb – алабандин, Bart – бартонит, Cbl – кобальтин, Ccp – халькопирит, Djer – джерфишерит, Gn – галенит, Pn – пентландит, Po – пирротин, Py – пирит, Rasv – расвумит, Sp – сфалерит, Tro – троилит, Wur – вюртцит.

Таблица 2

Вариации состава сульфидов из пород Кочумдекского контактового ореола

	Габброиды	Известняки	Мраморы
Po	$Fe_{6.76–7.04}S_{8.00}$	$Fe_{0.90–0.92}S_{1.00}$	$Fe_{0.85–0.95}S_{1.00}$
Tro	$Fe_{0.95–1.02}S_{1.00}$	$Fe_{0.95–1.00}S_{1.00}$	$Fe_{0.95–1.00}S_{1.00}$
Py	$Fe_{0.98–1.00}S_{2.00}$	FeS_2	
Ccp	$Cu_{0.94–1.03}Fe_{0.97–1.06}S_{2.00}$	$CuFeS_2$	
Pn	$Fe_{3.71–4.92}Ni_{2.79–4.33}Co_{0.49–1.71}Cu_{0.0–0.30}S_{8.00}$		
Sp #	$Zn_{0.68–0.78}Fe_{0.22–0.32}S_{1.00}$		$Zn_{0.52–0.60}Fe_{0.30–0.37}Mn_{0.07–0.13}S$
Wur #			$Zn_{0.39–0.55}Fe_{0.13–0.31}Mn_{0.27–0.30}S$
Alb #			$Mn_{0.76–0.89}Fe_{0.11–0.24}S$
Rasv		$K_{0.95–0.97}Fe_{1.93–1.97}S_{3.00}$	$K_{0.94–1.01}Fe_{1.92–2.03}S_3$
Djer		$K_{6.04–6.11}Fe_{23.05–23.65}Ni_{0.0–0.83}S_{26}Cl_{0.74–0.09}$	$K_{5.55–6.13}Fe_{18.50–23.73}Ni_{0.0–4.56}Cu_{0.0–2.01}Co_{0.0–0.43}S_{26}Cl_{0.74–1.09}$
Bart		$K_{3.05–3.15}Fe_{9.97–10.13}Ni_{0.0–0.09}Cu_{0.08–0.13}S_{14}$	$K_{2.93–3.15}Fe_{9.10–10.16}Ni_{0.0–0.65}Cu_{0.0–0.33}Co_{0.0–0.10}S_{14}$

Примечание. Состав минералов определен на СЭМ MIRA3-LMU с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax80 и рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax-Micro и JXA-8100; # – полиморфные модификации диагностированы по КР спектрам (прибор Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800) в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

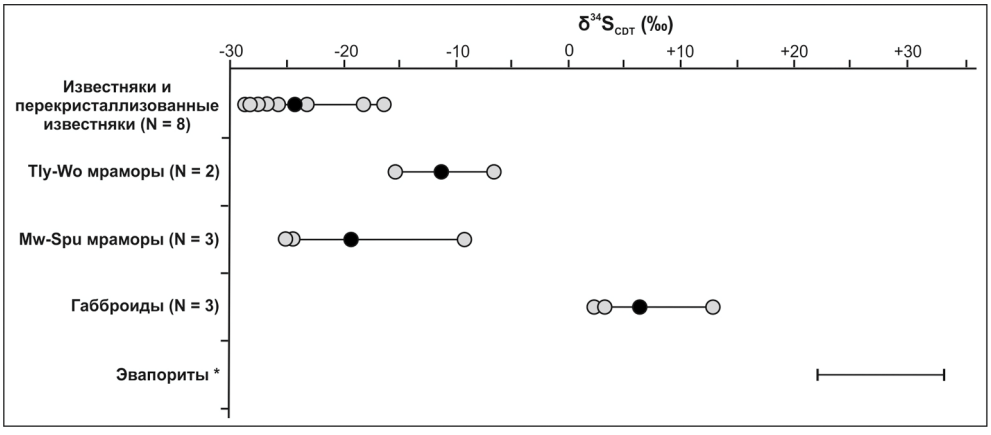

Рис. Изотопный состав серы пирротина из разных типов пород Кочумдекского контактового ореола.

* – изотопный состав серы сульфатов из древних эвапоритов (нижний палеозой: Є–S) [Seal, 2006]; N – количество анализов, черные круги – среднее значение. Mw – мервинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

перекристаллизацию с очисткой от Ni, Cu, Co, Mn, Zn, образующих в мраморах собственные сульфиды, а также от Tl, Hg и Te, которые входят в состав метаморфогенных модификаций ZnS.

Пирротин из мраморов и известняков обладает легким изотопным составом серы ($\delta^{34}S$ от –28.7 до –7.0 ‰ CDT) и резко этим отличается от пирротина из габброидов ($\delta^{34}S$ 2.7–13.1 ‰ CDT) (значения $\delta^{34}S$ определены по стандартам NBS-123 и NBS-127 относительно образца CDT в Университете Тасмании, г. Хобарт, Австралия) (рис.). Отличия значений $\delta^{34}S$ свидетельствуют о разных источниках серы, задействованной в образовании сульфидов из зоны контакта: в случае мраморов – это был осадочный источник (сера органического вещества и аутигенных сульфидов), габброидов – магматический источник.

Обнаруженная контрастность величин $\delta^{34}S$ и отличия геохимической специализации сульфидов из мраморов и габброидов позволяют сделать вывод о том, что в Кочумдекском ореоле высокотемпературный (≥900 °C) контактовый метаморфизм мергелистых известняков не сопровождался транспортом серы и металлов (Fe, Cu, Ni, Co, Mn, Zn) из габброидов в термически преобразованные карбонатно-мергелистые осадки. Впервые установлено, что спуррит-мервинитовый метаморфизм карбонатного протолита способствует кристаллохимическому фракционированию и аккумуляции в сульфидных фазах не только халькофильных микроэлементов (Ni, Cu, Co, Zn, Mn, Cd, Tl, Hg, In, Se), как это недавно было показано для объектов высокобарического метаморфизма пелитов [Brown et al., 2014], но и ряда некогерентных (крупноионных элементов) – Rb, Cs, Ba. Металлы, S, Se и Tl изначально были связаны с сульфидами, карбонатным и органическим веществом осадочного протолита. Этим объясняется как разнообразие сульфидов, так и селективная аккумуляция ими многих микроэлементов. Таким образом, комплекс изотопно-геохимических и полученных ранее данных [Сокол и др., 2019а, б] свидетельствуют о преимущественно изохимическом характере спуррит-мервинитового метаморфизма в Кочумдекском ореоле.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект 0330-2016-0004) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00216).

Литература

Алексеенко В.Д., Алясев В.А., Бармин В.А., Белолипецкая Л.И., Божко В.В., Варганов А.С., Егоров В.Н., Егоров А.С., Кажаева О.Д., Качевский Л.К., Москалев В.А., Певзнер В.С., Радюкевич Н.М., Румянцев Н.Н., Суслова С.В., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист P–46–Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

Ревердатто В.В. Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // Доклады Академии наук СССР. 1964. Т. 155. №. 1. С. 104–107.

Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятиярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактовый метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски): свидетельства существования течения расплава // Геология и геофизика. 2019а. №. 4. С. 456–471.

Сокол Э.В., Девятиярова А.С., Кох С.Н., Ревердатто В.В., Артемьев Д.А., Колобов В.Ю. Сульфидная минерализация мраморов спуррит-мервинитовой фации (р. Кочумдек, В. Сибирь) // Доклады Академии наук. 2019б. Т. 489. №. 2. С. 174–178.

Brown J.L., Christy A.G., Ellis D.J., Arculus R.J. Prograde sulfide metamorphism in blueschist and eclogite, New Caledonia // Journal of Petrology. 2014. Vol. 55 (3). P. 643–670.

Buick I.S., Cartwright I. Stable isotope constraints on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia // Journal of Geochemical Exploration. 2000. Vol. 69. P. 291–295.

Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. Vol. 61 (1). P. 633–677.

Я.Ю. Шелепов, Р.А. Шелепаев
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
shelepov@igm.nsc.ru

Особенности минерального и петрогеохимического состава пород раннепермского Баяннурского массива нефелиновых и щелочных сиенитов (Монгольский Алтай)

В последнее время значительное внимание уделяется процессам эндогенного рудообразования, связанного с ареалами развития плюмового магматизма. В различных работах показано, что размещение эндогенного оруденения в крупных изверженных провинциях (*large igneous provinces – LIP*) подчиняется определенным закономерностям. Платиноносные и медь-никеленосные ультрамафит-мафитовые ассоциации и карбонатитовое редкоземельно-редкометалльное оруденение образуются в центральных частях LIP на прогрессивном этапе их развития. На периферии формируются Ni-Co-As, Cu-Co-As, Hg и Au-Hg рудопроявления, которые развиты в районах щелочно-

базитового магматизма [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Один из ареалов такого магматизма связан с Таримским плюмом, область влияния которого сосредоточена в пределах Таримской платформы (Тянь-Шань), а также, возможно, затрагивает проявления раннепермского магматизма в других регионах, расположенных к северу (Восточный Казахстан, Салаир и Западная Монголия) [Борисенко и др., 2006].

Как одно из проявлений раннепермского магматизма нами изучен Баяннурский щелочной массив, расположенный в структурах Монгольского Алтая (Западная Монголия) и сложенный нефелиновыми и щелочными сиенитами, которые нетипичны для магматических комплексов этого региона.

Интерес к подобным проявлениям магматизма обусловлен наличием рудной редкометалльной минерализации, порой достаточной для промышленной разработки. Кроме того, нефелиновые сиениты с малым количеством цветных минералов могут быть сырьем для стекольной и керамической промышленности. Одним из важных критериев оценки перспективности нефелиновых сиенитов в плане обнаружения редкометалльной рудной минерализации является преобладание щелочей (Na_2O и K_2O) над Al_2O_3. Такое соотношение определяет агпаитовый порядок кристаллизации [Когарко, 1977]. Таким образом, целью данной работы стало изучение минерального и петрогеохимического состава пород Баяннурского массива для установления рудной специализации и формационного типа этого объекта.

Баяннурский массив располагается в междуречье рр. Кобдо-Гол и Цэцэгт-Гол, в 11 км южнее сомона Баян-Нур. Нефелиновые сиениты массива образуют шток площадью выхода 0.2 км^2, располагающийся в Кобдоском флишоидном террейне [Badarch et al., 2002] и прорывающий граниты второй фазы кобдинского комплекса [Геологическая..., 1980ф]. В плане массив имеет овальную форму, вытянутую в восточном направлении, и однородное строение. Основной тип пород на современном эрозионном срезе – среднезернистые нефелиновые сиениты. В приконтактовой зоне породы массива и вмещающие гранитоиды становятся рыхлыми, при этом в гранитоидах наблюдаются гидротермальные изменения мощностью до первых метров, а в нефелиновых сиенитах установлено незначительное уменьшение зернистости. Внутри массива к юго-западу от центра, а также за его пределами в 150 м к северо-востоку отмечены дайки щелочных сиенит-порфиров запад-юго-западного простирания мощностью 20–50 см.

Нефелиновые сиениты Баяннурского массива имеют однородный петрографический состав и представлены эгириновыми мариуполитами и луявритами. Минеральный состав нефелиновых сиенитов (об. %): альбит (30–50), пертитовый калиевый полевой шпат (5–25), нефелин (25–35), эгирин (7–10). Структура пород гипидиоморфная равномернозернистая с уменьшением степени идиоморфизма в ряду: плагиоклаз – нефелин – эгирин – калиевый полевой шпат. В среднезернистых нефелиновых сиенитах плагиоклаз представлен лейстами размером до 4 мм по удлинению и хадокристаллами в эгирине и нефелине. Нефелин образует изометричные зерна до 3 мм в поперечнике, замещенные по краям натролитом, или присутствует в виде реликтов в натролите. Эгирин слагает ксеноморфные зерна до 3 мм в поперечнике в интерстициях кристаллов плагиоклаза и нефелина. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами до 2 мм в сечении, расположенными в промежутках между кристаллами плагиоклаза и эгирина. Из акцессорных минералов в нефелиновых сиенитах установлен флюорит, монацит и катаплеит $Na_2Zr(Si_3O_9)\cdot 2H_2O$.

Щелочные сиениты, слагающие дайки внутри и за пределами Баяннурского массива, имеют идентичный петрографический состав. Они сложены (об. %) пертитовым калиевым полевым шпатом (79–84), нефелином (5), плагиоклазом (5), эгирином (3–8) и щелочным амфиболом (3). Структура пород гипидиоморфная порфировидная. Калиевый полевой шпат образует лейсты длиной до 6 мм с неровными гранями. Нефелин находится в виде изометричных зерен до 0.5 мм в поперечнике. Эгирин присутствует в виде мелких короткопризматических кристаллов до 0.3 мм по удлинению. Амфибол представлен идиоморфными зернами размером до 1 мм. Плагиоклаз образует мелкие лейсты длиной до 0.3 мм. Из акцессорных минералов установлены флюорит в виде изометричных зерен размером до 0.3 мм, пойкилитовые кристаллы циркона, гранат, велерит $NaCa_2(Zr,Nb)(Si_2O_7)(O,OH,F)_2$ и минерал из группы бритолита $(Ca,REE)_5(SiO_4,PO_4)_3(OH,F)$.

Нефелиновые и щелочные сиениты Баяннурского массива имеют близкий петрохимический и редкоэлементный состав. Для обоих типов пород характерны повышенные содержания щелочей и глинозема (12.3–14.5 мас. % Na_2O+K_2O, 19.3–20.5 мас. % Al_2O_3) при содержаниях SiO_2 56–60 мас. %, а также преобладание Na_2O над K_2O (7.6–10.3 и 4.0–4.9 мас. %, соответственно). Коэффициент агпаитности $K_a = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ (мол. %) варьирует от 0.88 до 1.07. Несмотря на его низкое значение, в минеральном составе присутствуют такие Na минералы как эгирин, арфведсонит, катаплеит и велерит. С повышением содержания SiO_2 в составе нефелиновых сиенитов снижается их железистость Fe# = FeO/(FeO+MgO) (мол. %), что может быть следствием обогащения более магнезиальных пород плагиоклазом относительно нефелина на ранних стадиях кристаллизации массива. На классификационной TAS диаграмме для вулканических пород [Петрографический…, 2009], породы массива попадают в поля фонолитов и щелочных трахитов.

Спектры распределения РЗЭ в нефелиновых и щелочных сиенитах Баяннурского массива, нормированные по хондриту CI [McDonough et al., 1992], характеризуются высокими содержаниями и отрицательным наклоном для легких РЗЭ (50–700 хондритовых единиц, La_N/Sm_N 6.0–7.6) и слабым отрицательным, горизонтальным или слабым положительным – для тяжелых (30–100 хондритовых единиц). В целом, породы массива обогащены легкими РЗЭ (La_N/Yb_N 2.9–18.3). Суммарное содержание РЗЭ в изученных породах составляет 200–2000 г/т. Для всех разновидностей пород массива характерна значительная европиевая аномалия (Eu/Eu* 0.07–0.12).

Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], характеризуются отрицательным наклоном и имеют ярко выраженные минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, а также небольшой минимум по K и максимумы по Zr и Hf.

U–Pb методом с помощью ЛА ИСП МС определен возраст щелочных сиенитов, слагающих дайковые тела, прорывающие нефелиновые сиениты в юго-западной части Баяннурского массива: 285.7±5.1 млн лет, что соответствует ранней перми. Исходя из близости вещественного состава щелочных и нефелиновых сиенитов, мы полагаем, что последние, слагающие основную площадь массива, относятся к тому же раннепермскому этапу.

Изотопный состав Nd установлен для двух образцов Баяннурского массива: эгиринового мариуполита из центральной части и эгиринового щелочного сиенит-порфира из дайки, секущей нефелиновые сиениты. Значения εNd (285 млн лет) для обоих типов пород составляют 6.1, что отвечает умеренно-деплетированному мантийному источнику.

Многими авторами подчеркивается связь рудной редкометалльной минерализации именно с агпаитовым рядом нефелиновых сиенитов. Коэффициент агпаитности нефелиновых сиенитов Баяннурского массива не позволяет однозначно отнести их к агпаитовому ряду. Несмотря на низкое соотношение щелочей и глинозема в породе, минеральный состав нефелиновых сиенитов свидетельствует о высоких концентрациях Na на заключительных этапах кристаллизации, что подтверждается присутствием эгирина, арфведсонита, катаплеита и велерита.

Происхождение нефелиновых сиенитов в последнее время рассматривают в рамках либо кристаллизационной дифференциации щелочно-базитового расплава, либо ликвации щелочно-ультраосновных магм на фонолитовую и карбонатитовую составляющие, что подтверждается экспериментальными исследованиями [Carbonatites..., 1989]. Первый механизм наиболее убедительно показан на примере габбро-сиенитовых комплексов, а второй – на примере щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами [Когарко, 1977; Carbonatites..., 1989; Frost, Frost, 2008]. Исходя из распределения редких элементов на мультиэлементных спектрах нефелиновых сиенитов Баяннурского массива, образование этих пород, наиболее вероятно, происходило за счет дифференциации щелочно-базитового расплава с полевошпатовым фракционированием, о чем свидетельствуют минимумы по Eu, Sr и Ba. Мантийная природа родоначальных расплавов подтверждается умеренно-деплетированными характеристиками изотопного состава Nd.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

Литература

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.

Геологическая карта МНР масштаба 1:200 000. Часть листа M-46-XXVI. Уланбаторская ГСЭ, 1980ф.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

Когарко Л.Н. Проблема генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Badarch G., Cunningham W.D., Brian F.W. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // Journal of Asian Earth sciences. 2002. Vol. 21. P. 87–110.

Carbonatites (genesis and evolution). London: Unwin Hyman, 1989. 618 p.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. P. 1955–1969.

McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1992. Vol. 56. P. 1001–1012.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematica of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // In: Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Sot. Lond. Spec. Pub., 1989. P. 313–345.

Нго Тхи Хыонг[1, 2], Т.В. Светлицкая[3], Чан Туань Ань[2]
[1] – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
ngothihuong1412@gmail.com
[2] – Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, г. Ханой
[3] – Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Петрогенезис и геохимия базальтов зоны Шонгхиен (северо-восточный Вьетнам)

(научный руководитель – д.г.-м.н. А.Э. Изох)

Северо-восточный Вьетнам является «тектонически дискуссионной территорией» [Halpin et al., 2016]. Недостаточная изученность и сложное геологическое строение, обусловленное воздействием Индосинийского орогенеза и Эмейшаньского плюма на рубеже перми и триаса и сдвиговым смещением вдоль зоны Айлаошань–Ред Ривер из-за столкновения Индии и Евразии в кайнозое, осложняют воссоздание истории геологического развития данного региона. Существенную помощь в разрешении этого вопроса может оказать изучение вулканических ассоциаций, в первую очередь, наиболее «проблемного» пермо-триасового этапа развития региона.

Пермо-триасовые базальтовые и дацит-риолитовые ассоциации северо-восточного Вьетнама развиты, главным образом, в провинциях Каобанг и Лангшон зоны Шонгхиен [Tran et al., 2016] (рис. 1). Структура Шонгхиен представляет собой тектоническую зону длиной ~200 км СЗ–ЮВ простирания, сложенную пермо-триасовыми и триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями с незначительным развитием палеозойских терригенно-карбонатных пород.

В данной работе приводятся результаты петрологического и геохимического изучения базальтов и андезибазальтов зоны Шонгхиен для выяснения петрогенетических аспектов их формирования. Фактическим материалом для исследований послужили 19 образцов вулканических пород, отобранных в ареалах Суойкун и Хаухоанг (провинция Каобанг) и Бонглау (провинция Лангшонг) в ходе полевых работ на северо-востоке Вьетнама в 2016 и 2018 гг. Образцы проанализированы в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН методом РФА на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP для определения основных породообразующих окислов и методом ИСП МС на масс-спектрометре Element Finnigan MAT для определения редких и рассеянных элементов.

Базальты зоны Шонгхиен – это плотные, слабо миндалекаменные породы порфировой и гломеропорфировой структуры с количеством вкрапленников от 3–5 до 50 %. Фенокристы представлены клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса пилотакситовая и сложена микролитами плагиоклаза и зернами клинопироксена. Среди акцессорных минералов преобладает титаномагнетит. Вторичные изменения проявлены умеренно. Малочисленные округлые миндалины заполнены кварцем, хлоритом и кальцитом.

На основании аналитических данных в зоне Шонгхиен выделено два петрологогеохимических типа базальтов. Базальты первого типа (HT1) включают клинопироксен- и клинопироксен-плагиоклаз-порфировые разности нормальной щелочности с магнезиальностью (Mg# 58–62), содержанием SiO_2 47.4–50.3 мас. % и сходными с N-MORB хондрит (CN)-нормированными спектрами распределения РЗЭ. Они обеднены

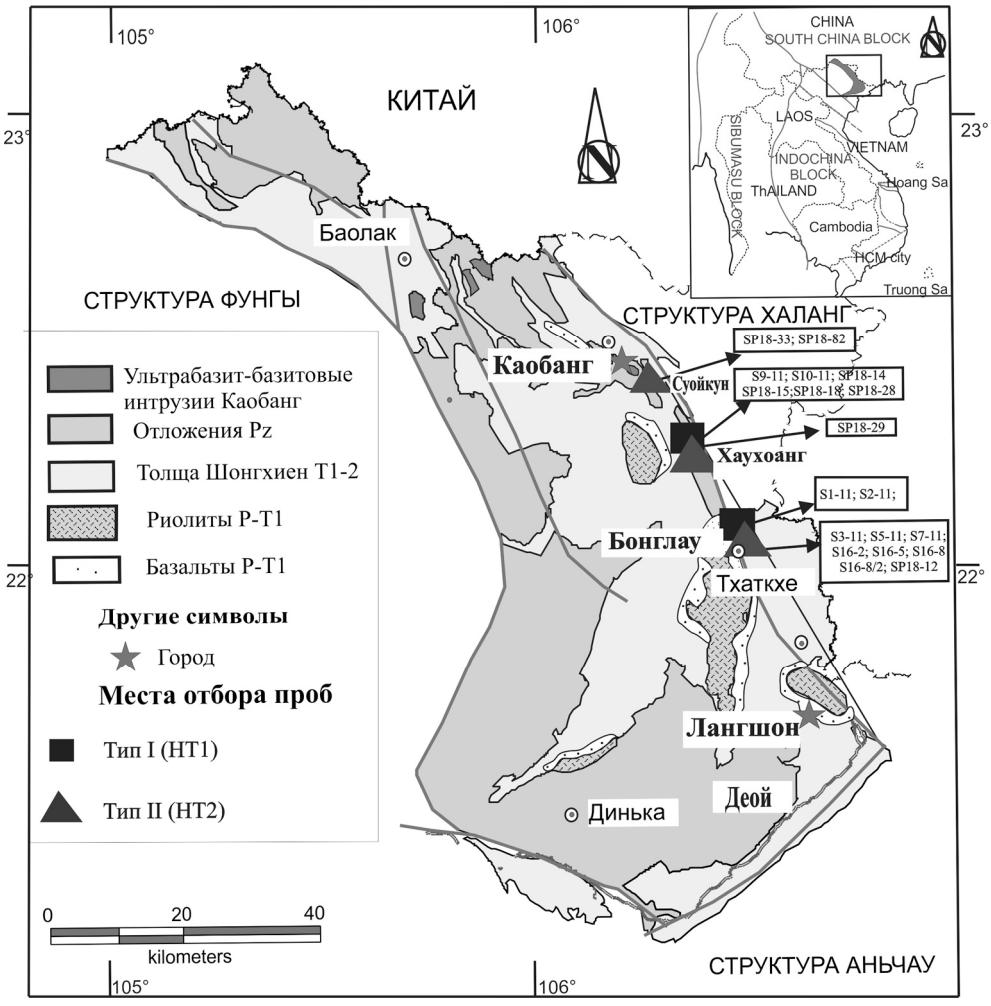

Рис. 1. Схема размещения пермо-триасовых базальтовых и дацит–риолитовых ассоциаций и ультрамафит-мафитовых интрузий в структуре Шонгхиен, северо-восточный Вьетнам [Tran et al., 2016], с отмеченными местами отбора образцов.

ЛРЗЭ относительно средних ($(La/Sm)_{CN}$ 0.6–0.9) и тяжелых ($(La/Yb)_{CN}$ 0.6–0.8) с высокими значениями отношения Ti/Zr >100 и характеризуются варьирующими аномалиями Eu (Eu/Eu* 0.86–1.10) (рис. 2). Породы второго типа (HT2) представлены клинопироксен-плагиоклаз-порфировыми базальтами и андезибазальтами нормальной щелочности с меньшей магнезиальностью (Mg# 51–61) при более высоком содержании SiO_2 (50.4–55.1 мас. %) и сходными с E-MORB CN-нормированными спектрами распределения РЗЭ. Они показывают низкие значения Ti/Zr <100 и характеризуются более фракционированными спектрами распределения РЗЭ ($(La/Sm)_{CN}$ 1.1–2.4; $(La/Yb)_{CN}$ 0.9–3.5) при сопоставимых или более высоких концентрациях средних и тяжелых лантаноидов. Для базальтов HT2 характерны отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* 0.5–1.0).

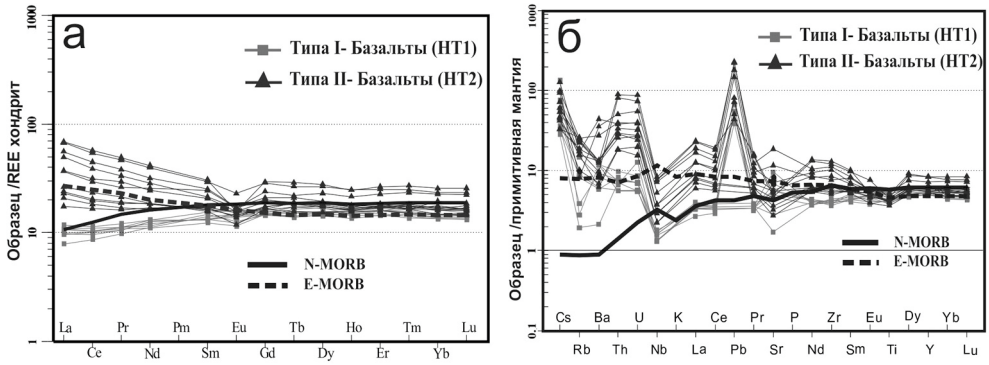

Рис. 2. Спектры распределения редких и рассеянных элементов в разных типах базальтов структуры Шонгхиен, нормированные на хондрит (а) и примитивную мантию (б). Нормировочные значения взяты из [Sun, McDonough, 1989].

Базальты обоих типов характеризуются умеренными содержаниями MgO (5.2–9.7 мас. %) и повышенными – Fe_2O_3 (9.9–13.0 мас. %). Тренды вариаций петрогенных и рассеянных элементов с увеличением SiO_2 (снижение MgO, Fe_2O_3, CaO, CaO/Al_2O_3 и Sc; отсутствие выраженной отрицательной корреляции между Al_2O_3 и SiO_2 для базальтов HT1) и преимущественно отрицательные аномалии Eu предполагают, что родоначальные магмы для базальтов HT1 и HT2 испытали умеренное фракционирование клинопироксена и плагиоклаза в промежуточных камерах до излияния со снижением роли фракционирования клинопироксена от типа HT1 к типу HT2. Это предположение согласуется с вариациями в модальном составе фенокристов из разных типов базальтов.

Базальты зоны Шонгхиен характеризуются близкими к субпараллельным CN-нормированными распределениями РЗЭ при увеличении их содержаний от типа HT1 к типу HT2 (рис. 2а), указывая на единый (или сходный по составу) мантийный источник для обеих групп. Низкие $(Tb/Yb)_{CN}$ отношения (0.9–1.3) предполагают в качестве наиболее вероятного магмагенерирующего субстрата шпинелевый лерцолит [Wang et al., 2002]. Низкие значения $(Gd/Yb)_{CN}$ (0.9–1.4), Y/Yb < 10 (8.3–12.2; ~9.8, в среднем) и $(Ho/Yb)_{CN}$ <1.2 (0.9–1.2) указывают на то, что гранат не был вовлечен в процесс плавления [Green, 1994]. Мантийный источник, сопоставимый с безгранатовым шпинелевым лерцолитом, предполагает, что плавление литосферной мантии происходило выше шпинель-гранатовой переходной зоны (~60–90 км) [Su et al., 2010].

Базальты зоны Шонгхиен показывают общий тренд снижения MgO, CaO, Mg# (но не Fe_2O_3 и SiO_2), редких и рассеянных элементов и $(La/Yb)_{CN}$ отношений от базальтов HT1 к базальтам HT2. Эти геохимические особенности могут быть объяснены вариациями степени плавления мантийного источника и фракционированием исходного расплава. Вариации отношений La/Yb и Zr/Nb к содержаниям La и Nb, соответственно [Thirlwall et al., 1994], для базальтов показывают распределения, более сопоставимые с увеличением степени частичного плавления от типа HT2 к типу HT1. Тем не менее, в случае базальтов HT2 фракционная кристаллизация внутри группы также предполагается как важный механизм эволюции расплавов. Анализ La/Sm–Sm/Yb диаграммы частичного плавления шпинелевого и гранатового перидотита позволяет сделать предположение, что базальты HT1 образовались в результате более высоких (от 5 до 10 %) степеней плавления деплетированного шпинелевого лерцолита, тогда как базальты

НТ2 характеризуются более низкими (менее 5 %) степенями плавления аналогичного, но слабо обогащенного мантийного источника.

Вулканиты обоих типов показывают CN-нормированные распределения РЗЭ, близкие к MORB, однако спектры распределения редких и рассеянных элементов, нормированных на примитивную мантию, отличаются от таковых для базальтов MORB типа и характеризуются устойчивыми отрицательными аномалиями Ta, Nb и Ti и положительными аномалиями U и Th (рис. 2б). Эти особенности предполагают, что источником базальтов зоны Шонгхиен был не обычный изотопно-геохимический резервуар MORB типа. Отрицательные Ta-Nb и Ti аномалии обычно указывают на коровую контаминацию, субдукционное положение и/или субдукционную компоненту в мантийном источнике. На Nb/Th–Zr/Nb и Zr/Y–Nb/Y дискриминационных диаграммах [Condie, 2005] вулканиты обоих типов располагаются в полях, соответствующих неплюмовым мантийным источникам островодужного и N-MORB типов. Суммируя отмеченные выше геохимические особенности, предполагается, что пермо-триасовые базальты зоны Шонгхиен сформировались при разной степени частичного плавления верхней мантии, преобразованной и обогащенной предшествующими субдукционными событиями. В то же время, роль коровой контаминации для разных типов базальтов требует дальнейших оценок: по крайней мере для базальтов НТ2 типа коровая контаминация предполагается на основании находок древних (более 1 млрд лет) цирконов в вулканических породах.

Таким образом, в зоне Шонгхиен (северо-восточный Вьетнам) выделены два петролого-геохимических типа пермо-триасовых базальтов: (1) более магнезиальные (Mg# 58–62) клинопироксен- и клинопироксен-плагиоклаз-порфировые базальты НТ1 с N-MORB-подобным CN-нормированным распределением РЗЭ и (2) менее магнезиальные (Mg# 51–61) клинопироксен-плагиоклаз-порфировые базальты и андезибазальты НТ2 с E-MORB-подобным CN-нормированным распределением РЗЭ. Базальты обоих типов характеризуются умеренно эволюционированными составами, обусловленными фракционной кристаллизацией клинопироксена и плагиоклаза в промежуточных камерах до излияния, со снижением роли фракционирования клинопироксена от типа НТ1 к типу НТ2. Базальты НТ2 сформировались из расплавов, сгенерированных в результате низких (менее 5 %) степеней частичного плавления слабообогащенного шпинелевого лерцолита, тогда как базальты НТ1 образовались в результате последующих более высоких (от 5 до 10 %) степеней плавления того же мантийного источника. Пермо-триасовые базальты зоны Шонгхиен являются производными расплавов, образовавшихся в результате плавления верхней (литосферной) мантии, преобразованной и обогащенной предшествующими субдукционными событиями, и предположительно, испытавших коровую контаминацию.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке РФФИ и ВАНТ в рамках научных проектов № 20-55-54001 и HNQT/SPDP/06.17.

Литература

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504.

Green T.H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis–Sedona 16 years later // Chemical Geology. 1994. Vol. 117. P. 1–36.

Halpin J.A., Tran H.T., Lai C.-K., Meffre S., Crawford A.J., Zaw K. U–Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: A 'tectonically disputed' territory between the Indochina and South China blocks // Gondwana Research. 2016. Vol. 34. P. 254–273.

Su B., Zhang H., Asamoah S.P., Qin K., Tang Y., Ying J., Xiao Y. Garnet-spinel transition in the upper mantle: Review and interpretation // Journal of Earth Science. 2010. Vol. 21. P. 635–640.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and progresses // In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) Magmatism in the ocean basins. London: Geological Society, 1989. Special Publications. Vol. 42. P. 313–345.

Thirlwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J.P., Arculus R.D. High field strength element anomalies in arc lavas: Source or processes // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 819–838.

Tran T.H., Polyakov G.V., Tran T.A., Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo T.P., Pham T.D. Intraplate magmatism and metallogeny of North Vietnam. Springer: Modern Approaches in Solid Earth Sciences, Dordrecht, 2016. 381 p.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002. Vol. 107. ECV 5-01–ECV 5-21.