

## Часть 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ И АКТУАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

*А. Г. Николаев<sup>1</sup>, Э. Л. Фахардо Бехарано<sup>1</sup>, М. П. Попов<sup>2,3</sup>*

<sup>1</sup> – Казанский федеральный университет, г. Казань  
*anatolij-nikolaev@yandex.ru*

<sup>2</sup> – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

<sup>3</sup> – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

### Оптическая спектроскопия и сравнительные кристаллохимические особенности изумрудов различных промышленно-генетических типов месторождений

Изумруд является редкой хромсодержащей разновидностью берилла и встречается в различных промышленно-генетических типах месторождений. Целью данной работы являлось изучение кристаллохимических особенностей и природы окраски из различных месторождений методом оптической адсорбционной спектроскопии. Материал был отобран из месторождений Музо, Чивор, Коскуэс (Колумбия) и Изумрудные копи (Урал, Россия). Месторождения изумрудов Колумбии относятся к гидротермальному типу, а месторождения Среднего Урала – к пневматолито-гидротермальному типу эндогенных месторождений [Киевленко и др., 1982].

Оптические спектры поглощения записывались на специализированном спектрофотометре SHIMADZU UV-3600 в диапазоне длин волн 185–3300 нм. Дополнительно оптические спектры записывались на стандартизированном спектрофотометре МСФУ-К. Регистрация оптических спектров поглощения производилась в интервале длин волн 400–800 нм с шагом 1 нм. Для объективного измерения и описания окраски изумрудов использована методика расчета координат цветности по международной колориметрической системе XYZ. Все колориметрические результаты по интерпретации оптических спектров поглощения минералов вынесены на стандартный цветовой треугольник международной комиссии по освещению (МКО-1931). Колориметрические параметры исследуемых минералов ( $x$ ,  $y$ ,  $z$  – коэффициенты цветности;  $\lambda$  – длина волны,  $\rho$  – густота,  $L$  – яркость основного цветового тона) рассчитывались с использованием специализированной программы «Спектр». Оптические спектры поглощения записывались с обломков кристаллов и плоскопараллельных препаратов; цвет изумрудов – зеленый, различной интенсивности. Все экспериментальные исследования проводились при комнатной температуре.

Берилл представляет собой кольцевой силикат бериллия и алюминия  $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ . Структура берилла состоит из колец  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ , соединенных через атомы Ве и Аl. Кольца образуют вытянутые вдоль оси шестого порядка колонки, связанные бериллиево-кислородными тетраэдрами и алюмокислородными октаэдрами [Корнилов, Солодова, 1987]. Характерной особенностью структуры минерала является наличие емких полостей-каналов, которые объясняют возможность широкого

проявления гетеровалентного изоморфизма с вхождением ионов-компенсаторов. Большие каналы могут вмещать молекулы воды, крупные щелочные и щелочноземельные катионы. Для структуры берилла характерно частичное замещение атомов  $\text{Be}^{2+}$  на  $\text{Li}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$ . Изоморфизму подвержены и ионы  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрических позициях структуры, которые могут быть замещены трех- и двухвалентными катионами:  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Ni}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Si}^{4+}$ . В качестве ионов-компенсаторов в каналы структуры входят крупные катионы щелочных металлов ( $\text{Na}^+, \text{Cs}^+$ ), а также группы  $(\text{OH})^-$ , молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ , ионы  $\text{F}^-$  и др. [Егоров-Тисменко, 2005].

Общей особенностью оптических спектров поглощения изумрудов является наличие двух широких интенсивных полос поглощения в видимой области. Конфигурация спектров поглощения и значение энергии полос поглощения позволяет приписать наблюдаемые полосы электронным переходам в ионах  $\text{Cr}^{3+}$ , которые изоморфно замещают ионы  $\text{Al}^{3+}$  в октаэдрических позициях структуры берилла. Полосы поглощения в районе 416–435 и 600–625 нм в спектрах обусловлены разрешенными по спину переходами с основного состояния  $^4\text{A}_{2g}$  на более высокие энергетические уровни  $^4\text{T}_{1g}$  и  $^4\text{T}_{2g}$ , соответственно [Платонов и др., 1984; Свиридов и др., 1976]. Дополнительно при длинах волн 670 и 689 нм наблюдаются слабые узкие полосы поглощения R-переходов в ионах  $\text{Cr}^{3+}_{VI}$  [Платонов и др., 1984]. Для уральских изумрудов на длине волны 370 нм в УФ-области наблюдается общий подъем оптического спектра поглощения, а для колумбийских изумрудов – это значение в районе 300 нм.

В ближней инфракрасной области спектра уральских изумрудов фиксируется широкая и интенсивная полоса поглощения с максимумом в районе 809–852 нм, обусловленная разрешенным по спину электронным переходом  $^3\text{T}_2 \rightarrow ^5\text{E}$  в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих алюминий в октаэдрических позициях структуры. Дополнительно в районе 2070 нм наблюдается небольшая по интенсивности полоса поглощения, связанная разрешенным по спину электронным переходом  $^5\text{E} \rightarrow ^5\text{T}_2$  в ионах двухвалентного железа, изоморфно замещающих бериллий в тетраэдрических позициях [Бахтин, 1985]. Данные полосы поглощения не фиксируются в оптических спектрах поглощения в колумбийских изумрудах. Узкие полосы поглощения на длине волны 1152, 1410, 1898 нм и широкая полоса в районе 2400–3000 нм связаны с колебаниями молекул воды в каналах структуры берилла [Бахтин, 1985]. По конфигурации узкой полосы поглощения в районе 1898 нм можно говорить, что во всех изумрудах присутствует преимущественно молекулярная вода II типа, что является критерием в диагностике синтетических и природных изумрудов [Wood, Nassau, 1968; Nassau, 1976].

По результатам интерпретации оптических спектров поглощения изумрудов был проведен расчет координат цветности по международной колориметрической системе МКО-1931. Для уральских изумрудов доминирующая длина волны ( $\lambda$ ) основного цветового тона составила 485–570 нм, а величина насыщенности основного цветового тона изменялась от 5.45 до 52.02 %; для колумбийских изумрудов длина волны основного цветового тона составила 500–580 нм и цветовой тон – 9.75–44.15 %. В уральских образцах наблюдается смещение основного цветового тона в длинноволновую область при увеличении насыщенности тона.

При сильном увеличении в изумрудах уральских месторождений наблюдаются актинолит и слюда, а также флюидные включения, свойственные для данной провинции. В образцах из месторождений Колумбии выявлены трехфазные включения с пилообразными краями и кристаллами галита, типичными для изумрудов данного района.

В ходе проведенных исследований были проанализированы оптические спектры поглощения изумрудов из месторождений Колумбии и уральских изумрудных копей и исследована природа их окраски. Природа окраски колумбийских изумрудов связана исключительно с трехвалентным хромом, который изоморфно замещает алюминий в структуре берилла. На окраску уральских изумрудов влияют также ионы трехвалентного хрома, а также дополнительно на основной тон влияет двухвалентное железо, которое входит в октаэдрические позиции алюминия и тем самым создает дополнительные желтые оттенки в окраске уральских изумрудов. Выявлено, что двухвалентное железо изоморфно замещает бериллий в структуре уральских образцов. Результаты исследования линии колебания воды на длине 1898 нм и включений в изумрудах можно использовать для практических геммологических целей идентификации природных и синтетических ограненных камней и выявлять месторождение, откуда было добыто природное сырье.

#### Литература

- Бахтин А. И.* Породообразующие силикаты: оптические спектры, кристаллохимия закономерности окраски, типоморфизм. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1985. 192 с.
- Егоров-Тисменко Ю. К.* Кристаллография и кристаллохимия. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 592 с.
- Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П.* Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1982. 273 с.
- Корнилов Н. И., Солодова Ю. П.* Ювелирные камни. М.: Недра, 1987. 239 с.
- Платонов А. Н., Таран М. Н., Балицкий В. С.* Природа окраски самоцветов. М.: Недра, 1984. 196 с.
- Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф.* Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Наука, 1976. 266 с.
- Nassau K.* Synthetic emerald: The confusing history and the current technologies // *Journal of Crystal Growth*. 1976. Vol. 35. № 2. P. 211–222.
- Wood D. L., Nassau K.* The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy // *American Mineralogist*. 1968. Vol. 53. № 5–6. P. 777–800.

**Н. Ю. Гафарова, Н. В. Мизина**  
*Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск*  
*natalya.gafarova.93@mail.ru*

#### **Дайковый комплекс задуговых офиолитов восточного склона Приполярного Урала – сырье для производства непрерывного базальтового волокна (научный руководитель К. Ю. Кудрин)**

**Введение.** В 2012 г. в Ханты-Мансийском АО принята Ведомственная программа развития стройиндустрии округа на 2013–2020 гг., которая, в том числе, предусматривает строительство завода по производству базальтового волокна и продукции из него, местная сырьевая база которого не определена. Анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные на территории

ХМАО – Югры, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства, а наиболее перспективными для проведения поисково-оценочных работ на базальтовое сырье на восточном склоне Приполярного Урала определены Польинский и Маньинский участки [Кудрин и др., 2013].

По результатам геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 на восточном склоне Приполярного Урала в междуречье Щекурья–Манья (Ханты-Мансийский АО, Березовский район, северо-западнее с. Саранпауль) в пределах северной части Тагильской палеоостровной дуги выделена полоса распространения долеритов, нестратифицированный характер которых обоснован В. В. Бочкаревым [1990]: выделен маньинский комплекс параллельных даек и сделано предположение о срединговой природе пород в условиях задугового бассейна. Позднее данное предположение подтверждено нашими работами [Кудрин, 2014] и установлен досреднеордовикский возраст пород [Кудрин и др., 2015б]. Кроме того, по результатам учебной геолого-съёмочной практики составлена геологическая карта Польинского участка масштаба 1 : 25000 [Кудрин и др., 2015а].

**Петрографическая характеристика пород.** В составе комплекса параллельных даек принимают участие два типа пород – пироксеновые долериты и пироксен-плагиоклазовые базальты. Первые формируют дайковые тела разной мощности, вторые присутствуют в виде ксенолитов (скринов).

Пироксеновые долериты характеризуются редко-мелкопорфировидной структурой с долеритовой и офитовой основной массой. В порфировых выделениях присутствует плагиоклаз, реже – пироксен (30–50 %), относящийся к авгиту. Минерал обычно бесцветен, изредка имеет бледно-зеленую окраску, образует гипидиоморфные короткопризматические зерна размером до 0.3 мм. Соответствие пироксена авгиту подтверждается единичными электронно-зондовыми определениями химического состава. Плагиоклаз (40–55 %) образует идиоморфные призматические и длиннопризматические вплоть до игольчатых кристаллы со слабо проявленным зональным строением размером до 0.5–0.7 мм. Рудный минерал (10–15 %) обилен, распределен равномерно. Базальты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза и/или пироксена. Основная масса – интерсертальная с микролитами игольчатого плагиоклаза, часто имеющего одинаковую ориентировку зерен. Породы подвержены зеленокаменным изменениям разной (преимущественно слабой) интенсивности с развитием хлорита и эпидота, местами отмечается альбитизация.

**Оценка пригодности пород для базальтового производства.** Для высокотехнологического производства рекомендуется использовать породы с содержанием  $\text{SiO}_2$  менее 53 % [Матвеев и др., 2003]. Другим важным критерием пригодности базальтовых пород является модуль кислотности ( $M_k$ ), который определяет пригодность сырья для производства минерального волокна:  $M_k = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) / (\text{CaO} + \text{MgO})$ , где  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  – содержание соответствующих оксидов в сырье или расплаве, мас. %. Для однокомпонентных шихт рекомендован  $M_k$  со значением от 1.7 до 4; для производства непрерывного волокна – 4.7–6.5 [Матвеев и др., 2003].

Наши исследования основаны на 14 силикатных анализах (табл.). Для изучения отобраны образцы пород, которые по результатам петрографических исследований в наименьшей степени подвержены вторичным изменениям. Расчет модуля кислотности пород показывает, что его значения варьируют от 3.5 до 7.5 и, в целом, близки к требуемым значениям для сырья, пригодного для производства непрерывного базальтового волокна (рис. 1). При сопоставлении исследованных пород с эталонными составами базальтового сырья Берестовецкого (Украина) и Марнеульского

Т а б л и ц а

**Химический состав пород дайкового комплекса  
Польнинского и Маньинского разрезов, мас. %**

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Сумма
1	48.48	1.02	14.03	11.59	0.18	8.56	9.46	2.90	0.35	0.13	3.30	100.00
2	46.51	1.32	14.04	17.32	0.22	5.96	7.23	4.10	0.03	0.17	2.90	99.80
3	46.86	1.52	12.94	19.20	0.24	8.51	3.46	3.55	0.05	0.17	3.60	100.08
4	54.03	1.17	13.31	14.44	0.18	5.30	3.62	4.72	0.45	0.17	2.60	99.97
5	51.16	1.48	12.44	17.48	0.22	6.34	2.80	4.31	0.04	0.26	3.20	99.74
6*	51.96	1.49	14.28	2.72	0.21	6.12	5.26	5.75	0.10	0.11	2.18	90.18
7*	48.06	0.95	15.28	2.57	0.16	8.23	10.98	3.13	0.13	0.07	4.16	93.72
8*	53.66	1.53	13.59	3.38	0.13	4.87	7.45	3.28	0.10	0.23	3.92	92.14
9*	49.20	1.34	14.28	3.26	0.21	7.57	6.49	4.36	0.24	0.09	4.09	91.13
10	51.13	1.23	12.40	16.29	0.29	6.64	5.56	4.05	0.25	0.15	1.70	99.69
11	48.50	1.29	14.53	15.53	0.23	6.51	5.44	4.10	0.37	0.20	2.90	99.59
12	53.10	1.13	13.25	15.64	0.13	7.18	1.80	4.00	0.03	0.26	3.30	99.82
13	46.47	1.35	12.45	18.81	0.39	8.65	4.23	3.56	0.04	0.14	3.60	99.69
14*	49.20	0.77	15.34	2.08	0.16	9.95	7.74	3.99	0.12	0.06	4.63	94.04

Примечание. 1–9 – долериты комплекса параллельных даек; 10–13 – базальты скринов; 14 – альбитизированный базальт; \* – данные по [Бочкарев, 1990], остальные – по [Кудрин, 2014]; образцы 4, 5, 12, 13 – альбитизированы и слабо окварцованы.

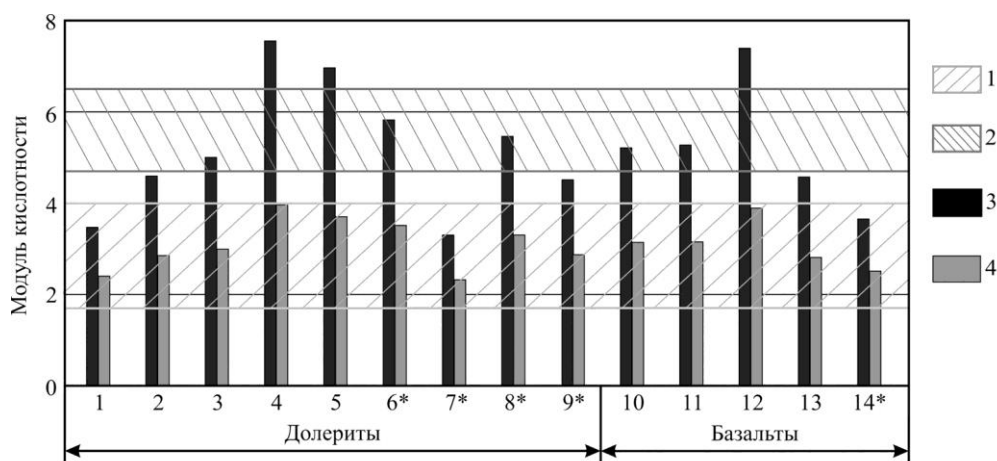


Рис. 1. Модуль кислотности пород дайкового комплекса Маньинского и Польнинского разрезов и его изменение при использовании корректирующей добавки (13 мас. % известняков Ятринского месторождения).

1 – поля составов, рекомендуемых для производства однокомпонентных шихт; 2 – поля составов, рекомендуемых для производства непрерывного базальтового волокна; 3 – модуль кислотности пород без корректирующей добавки; 4 – модуль кислотности пород с учетом корректирующей добавки; \*, данные по [Бочкарев, 1990], остальные – по [Кудрин, 2014].

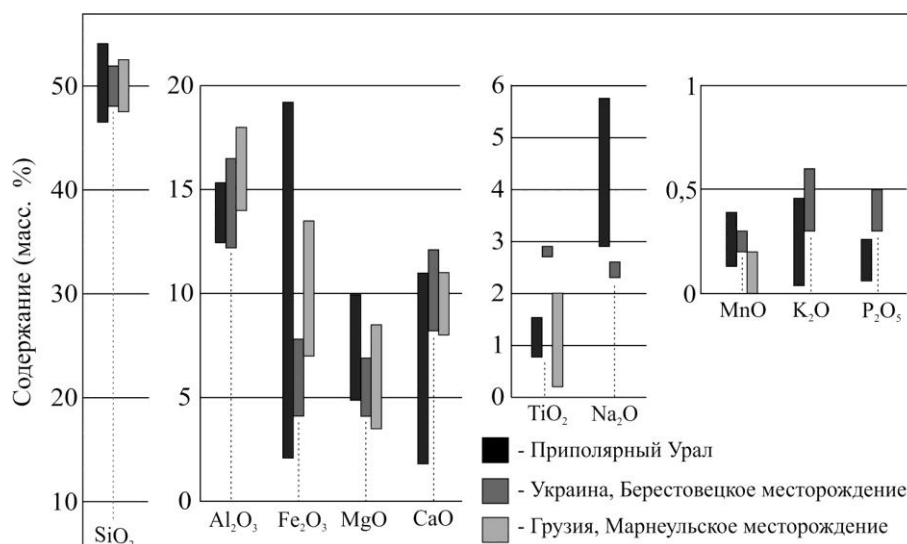


Рис. 2. Сопоставление химического состава пород Польинского и Маньинского разрезов с эталонными составами базальтов Берестовецкого (Украина) и Марнеульского (Грузия) месторождений.

(Грузия) месторождений [Матвеев и др., 2003] породы Маньинского и Польинского разрезов сходны по содержанию  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{TiO}_2$ , обладают повышенными концентрациями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и пониженными –  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (рис. 2).

Проявление альбитизации и окварцевания пород (образцы №№ 4, 5, 12, 13) приводит к повышению модуля кислотности (см. рис. 1), значения которого выходят за пределы предъявляемых к качеству сырья.

Одним из способов улучшения качества сырья для базальтового производства является подшихтовка, при которой в качестве корректирующего компонента выступают карбонатные породы (известняки и доломиты).

В непосредственной близости от объектов исследования расположено Ятринское месторождение известняков. На месторождении проведены геологоразведочные работы, в ходе которых изучен химический состав пород. Средние значения составили (мас. %):  $\text{CaCO}_3 > 96\%$ ;  $\text{MgCO}_3 < 1.3\%$ ;  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 < 1.5\%$  [Недочетов, 1965]. На основании этих данных нами оценена возможность использования известняков Ятринского месторождения в качестве корректирующей добавки для улучшения показателя модуля кислотности с использованием формулы:  $M_k = ((\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) \times x + (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) \times y) / ((\text{CaO} + \text{MgO}) \times x + (\text{CaO} + \text{MgO}) \times y)$ , где  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  – содержание соответствующих оксидов в сырье, мас. %;  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  – содержание соответствующих оксидов в корректирующем компоненте, мас. %;  $x$  – содержание исходного компонента, мас. %;  $y$  – содержание корректирующего компонента, мас. %. Результаты расчетов, выполненных при условии содержания корректирующей добавки 13 мас. % для пород комплекса параллельных даек, опробованных в Польинском и Маньинском разрезах, показали, что все анализируемые составы пород удовлетворяют диапазону значения модуля кислотности, предъявляемому к сырью для производства однокомпонентных шихт.

**Выводы.** Таким образом, анализ имеющихся данных показал, что породы основного состава, распространенные в непосредственной близости от с. Саранпауль, могут быть пригодны для высокотехнологичного производства: изготовления однокомпонентных шихт и непрерывного базальтового волокна.

*Работы выполнены в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (проект № 1245).*

### Литература

*Бочкарев В. В.* Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.

*Кудрин К. Ю.* Геохимическая типизация магматических образований восточного склона Приполярного Урала междуречья Сертынья–Манья // Известия Томского политехнического университета. 2014. Т. 325. № 1. С. 69–82.

*Кудрин К. Ю., Баженов Н. Ю., Ермак А. Д., Демьяненко М. В.* Предварительные результаты геологического доизучения бассейна р. Большая Поля (Приполярный Урал) // Вестник Югорского государственного университета. 2015а. S2 (37). С. 95–98.

*Кудрин К. Ю., Гафарова Н. Ю., Сухоносова В. С., Сухоносова Г. С.* О возможности использования пород основного состава восточного склона Приполярного Урала для высокотехнологичного производства // Вестник Югорского государственного университета. 2013. № 3. С. 39–42.

*Кудрин К. Ю., Иванов К. С., Шокальский С. П., Наставко Е. В.* Результаты U–Pb SHRIMP-II и Ag–Ag датирования магматических образований междуречья Сертынья – Щекурья (восточный склон Приполярного Урала) // Известия Томского политехнического университета. 2015б. Т. 326. № 8. С. 6–16.

*Матвеев Г. М., Раскина Э. М., Горшков С. В. и др.* Габбро-базальтовое сырье для производства минерального волокна. М.-Пермь: ВНИИЭСМ, 2003. 96 с.

*Недочетов В. Л.* Отчет Ляпинской поисково-разведочной партии по поисково-разведочным работам на строительные материалы в Березовском районе Ханты-Мансийского национального округа Тюменской области в 1962-64 гг. Т. 1. Тюмень, 1965. 100 с.

**С. Н. Кох<sup>1</sup>, Э. В. Сокол<sup>1</sup>, Е. В. Деев<sup>2,3</sup>, Ю. М. Ряполова<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
s.n.kokh@gmail.com*

<sup>2</sup> – *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

<sup>3</sup> – *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

### Индикаторные характеристики континентальных карбонатов на примере палеотравертинов Горного Алтая

Известно, что физико-химические характеристики вод естественных минеральных источников и их локализация несут информацию о геологическом строении и особенностях флюидного режима региона. Однако флюидопотоки являются эфемерными образованиями, и сегодня критерии идентификации палеозон их разгрузки активно разрабатываются. Важной особенностью карбонатов является их способность сохранять неизменными ряд геохимических характеристик, унаследованных от родоначального флюида (спектры распределения РЗЭ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ , обогащение Li, В,

Sr, Ba, As, Sb, Mo). Это позволяет реконструировать физико-химические характеристики флюидопотоков (минерализация, солевой состав, редокс условия, источник CO<sub>2</sub> и базовые температуры формирования вод) [Feng et al., 2009; Лаврушин, 2012; Kokh et al., 2015]. Одним из информативных объектов для реконструкций являются травертины, образующиеся в местах разгрузки углекислых минеральных вод.

Проявления травертинов на Юго-Восточном Алтае были обнаружены А. С. Мухиным еще в 1936 г., позже [Бутвиловский, 1993] и [Русанов, Орлова, 2013] установили их на северо-востоке и западе Горного Алтая, однако до настоящего времени эти объекты практически не были изучены. Данная работа посвящена созданию базы вещественных и изотопно-геохимических характеристик травертинов Горного Алтая – классического региона внутриконтинентальной альпийской активизации. Нами также обоснована их применимость в качестве региональных индикаторов проницаемых разломных зон и геохимических индикаторов, позволяющих реконструировать источники флюидов в процессах карбонатообразования. В качестве объектов исследования выбраны две площади развития разновозрастных травертинов на сочленении Кадринского и Телецкого региональных разломов, участки которых являются активными, в том числе сейсмогенерирующими структурами. Объекты расположены в восточном борту долины р. Чибитки, заложеной вдоль зоны Кадринского разлома, и существующего в ее долине селево-подпрудного озера Чейбеккель.

В районе озера, в западном крыле разлома обнажаются известняки баратальской серии (NP<sub>3</sub>), терригенные породы айгулакской (NP<sub>3</sub>), базальты и терригенные породы сардыминской (NP<sub>3</sub>-Є<sub>1</sub>) свит, отложения чибитской свиты (Є<sub>2</sub>) (песчаной сверху и олистосторомовой (с обломками баратальских карбонатов) в нижней части), терригенные породы белькенецкой свиты (Є<sub>2-3</sub>), карбонатно-терригенные породы кзылшинской серии (D<sub>2-3</sub>) и терригенно-угленосные толщи кзылташской (С<sub>3</sub>) и аржанской свит (J<sub>1</sub>). В свою очередь, восточное крыло сложено метаморфическими породами (MP-Pz), гранитами-гранодиоритами (D), вулканогенно-терригенными породами балхашской свиты (Є<sub>1</sub>) и карбонатно-терригенными породами пыжиноозерной свиты (D<sub>1</sub>) [Федак и др., 2011].

Травертины восточного берега оз. Чейбеккель (поле 1, 50.40144° с.ш., 87.60491° в.д., высота 1818 м) представляют редкий для Горного Алтая полистадийный минеральный комплекс. Их выходы, вскрытые в борту дорожной выработки, имеют мощность 2.5–4.0 м и прослежены на 29 м. Поле травертинов соседствует с очагом ограниченного карбонатообразования из вод углекислого источника. Травертины цементируют коллювиальные (склоновые) отложения дресвяно-щепнисто-отломной размерности, в составе которых преобладают обломки девонских глинисто-сланцев. Холодные (10 °С) воды источника являются нейтральными (рН 6.86) слабоминерализованными растворами HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Mg типа (мг/л): (HCO<sub>3</sub>)<sup>-</sup> 234, (SO<sub>4</sub>)<sup>2-</sup> 24, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> 0.86, Cl<sup>-</sup> <10 (ниже предела обнаружения), Ca 27.4, Mg 21, Na 2.7, K 0.64 и Sr 0.23. Они содержат (мкг/л) Cd (0.18), Sb (0.7), а также Hg (<0.02); As и Pb (<0.5) ниже предела обнаружения. Растворенный в воде газ состоит из (об. %) N<sub>2</sub> 69, O<sub>2</sub> 26, CO<sub>2</sub> 2.9 и Ar 1.9. На момент пробоотбора из источника отлагался ил.

Второй объект (поле 2, 50.400556° с.ш., 87.611389° в.д., высота 1958 м) расположен в верховьях левого (восточного) притока р. Чибитки, на высоте 168 м от уреза подпрудного озера. Приток дренирует оперяющий разлом, секущий отложения карбонатно-терригенной пыжиноозерной свиты (D<sub>1</sub>). Это типичный для Горного Алтая палеокомплекс травертинов, цементирующий ледниковые (моренные) отложения верхнего плейстоцена и голоценовые склоновые осадки. Абсолютный радиоуглерод-



ный возраст (СОАН-3129) травертинов этого поля составляет  $9520 \pm 105$  лет [Русанов, Орлова, 2013]. Минеральные источники и современное карбонатообразование здесь отсутствуют.

Травертины этих проявлений инкрустируют поверхности и цементируют обломки пород в материале коллювиальных осыпей и морен. Они состоят из кальцита и арагонита, которые образуют слоистые параллельно-шестоватые (ониксоподобные) и радиально-лучистые (в том числе, сферолитовые) агрегаты. Зачастую поздний арагонит нарастает на поверхность кальцита, реже кальцит обрастает арагонит либо наблюдается их совместный рост. В свободном пространстве кальцит и арагонит образуют остроконечные индивиды размером до 4 мм. Их сливные микрозернистые агрегаты редки. Микритовые и спаритовые разновидности карбонатов, характерные для быстрой кристаллизации  $\text{CaCO}_3$  на испарительном барьере либо из пересыщенных растворов, а также для процессов биохимического минералообразования, не обнаружены. Кальцит обогащен  $\text{MgO}$  (2–4 мас. %) и содержит примеси (мас.%)  $\text{Na}_2\text{O}$  (<0.21),  $\text{FeO}$  (<0.30) и  $\text{SrO}$  (<0.2). Он обеднен  $\text{MnO}$  (<0.03 мас. %) и  $\text{BaO}$  (< 0.1 мас. %). Поздний арагонит обогащен (мас. %)  $\text{SrO}$  (0.8–1.5) и  $\text{Y}_2\text{O}_3$  (до 0.4) и содержит примесь  $\text{BaO}$  (до 0.13).

Все мультиэлементные спектры кальцита и арагонита из травертинов Кадринской и надстраивающей ее Курайской разломных зон подобны и близки таковым постаршейского карбоната (рис.) [Gao et al., 1998]. Изученные травертины значительно обогащены (г/т)  $\text{Zn}$  (до 298),  $\text{Ni}$  (до 38),  $\text{Ge}$  (до 4.5),  $\text{U}$  (до 85) и обеднены  $\text{V}$  (1–12),  $\text{Pb}$  (1.3–6.2) и  $\text{Nb}$  (0.3–1.2). Широкие вариации содержаний  $\text{Rb}$  (0.4–12 г/т) и  $\text{Zr}$  (1–79 г/т), вероятно, обусловлены терригенной примесью.

Поскольку район находится на периферии Акташского  $\text{Sb-Hg}$  месторождения, в травертинах методом атомной абсорбции обнаружена ртуть. Ее концентрации широко варьируют (г/т): 0.04–0.05 (поле 1, три пробы); 0.009–0.665 (поле 2, восемь проб). Для сравнения, фоновые содержания  $\text{Hg}$  почвах из района Акташского рудника составляют 0.03 г/т [Архипов, Пузанов, 2007], в постаршейских морских карбонатах – 0.025 г/т [Gao et al., 1998].

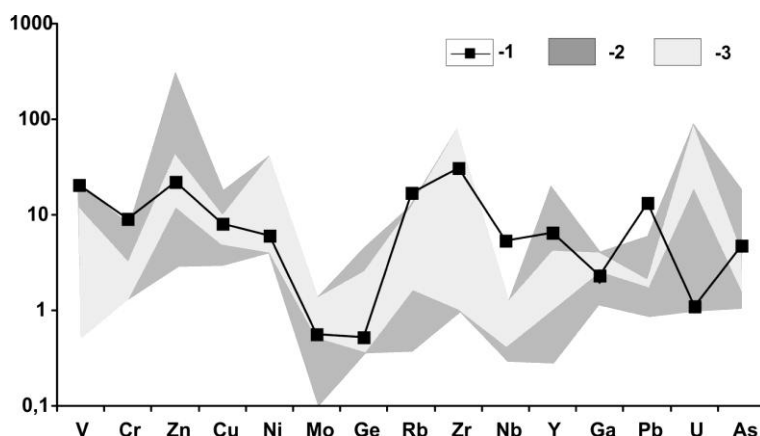


Рис. Мультиэлементные спектры карбонатов из травертинов Кадринской разломной зоны (2), включая объекты Курайской разломной зоны (3) в сравнении с постаршейскими карбонатами (1) [Gao et al., 1998].

По изотопному составу углерода карбонатов ( $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4.1$  до  $0.2$  ‰ VPDB) травертины Акташской зоны занимают промежуточное положение между термогенными и метеогенными [Pentecost, 2005], что указывает на смешанный источник  $\text{CO}_2$ . Резко облегченный изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  от  $-13.8$  до  $-13.0$  ‰, VPDB) позволяет назвать седиментационные воды ранней диагенетической стадии главным источником кислорода новообразованных карбонатов. Современный источник, главным образом, подпитывают атмосферные осадки.

Анализ индивидуальных соединений из флюидных включений в кальците и арагоните, а также из межзернового пространства травертинов выполнен на хроматографе SCION SQ Premium. Включения вскрывались при раздавливании образца в специальной ячейке после предварительного прогрева в течение 90 мин при  $T$   $150$  °C в токе гелия. В составе флюидных компонентов травертинов обеих полей преобладают  $\text{CO}_2$  (~32 отн. %) и вода (~27 отн. %). Содержания  $\text{N}_2$  (0.2 %) и сернистых соединений (0.3–0.4 %) низкие. Флюидную фазу отличает высокое содержание и разнообразие углеводородных соединений (алканы ( $\text{C}_5$ – $\text{C}_{17}$ ) – 3–8 %; алкены ( $\text{C}_4$ – $\text{C}_{17}$ ) – 3–9 %; циклические ( $\text{C}_4$ – $\text{C}_{15}$ ) – 1.3–4.5 %) при обилии кислородсодержащих (карбоновые кислоты ( $\text{C}_2$ – $\text{C}_{16}$ ) – 7.0–8.4 %; альдегиды ( $\text{C}_4$ – $\text{C}_{17}$ ) – 5.0–5.5 %; кетоны ( $\text{C}_3$ – $\text{C}_{15}$ ) – 2.5–3 %; эфиры ( $\text{C}_4$ – $\text{C}_{16}$ ) – 2.0–15.5 %); спирты ( $\text{C}_{4,6,13}$ ) – 0.2–0.6 %). Полученные данные указывают осаждение палеотравертинов из типичных углекислых вод в сопровождении интенсивного захоронения сингенетичной биоты.

Таким образом, локализацию травертиновых комплексов Горного Алтая контролирует наличие разломов и подстилающих дислоцированных карбонатсодержащих пород, расчлененный рельеф, местами перекрытый горизонтами колювиальных и/или моренных отложений с хорошими коллекторными свойствами, а также восходящий флюидопоток. Исходя из геологического строения крыльев Кадринского разлома, наиболее вероятным источником Са для кристаллизации травертинов являются известняки, мергели и известковые сланцы пыжиноозерной свиты ( $D_1$ ), к которой приурочены поля травертинов, а также непосредственно граничащей с ней по Кадринскому разлому породы кызылташской серии ( $D_{2-3}$ ). В качестве второго источника можно рассматривать вендские известняки и доломиты баратальской серии. Кальцит-арагонитовые корки и цементы характеризуются устойчивой повторяемостью морфологии. Обилие сферолитов и присутствие ритмически-зональных и радиально-лучистых образований характерно для продуктов кристаллизации из высококонцентрированных растворов. От эндогенных источников эти воды, а затем кальцит и арагонит травертинов унаследовали геохимические «метки» – обогащение Sr, Y, U, Ni, Zn, Hg. Геохимическая специализация травертинов отражает специфику разнообразной рудной минерализации этого района.

Ранее для комплексов пресноводных карбонатов Северной Европы установлены тектонический контроль, локальность проявлений и узкий хронологический интервал их активного формирования, отвечающий первому климатическому максимуму голоцена. В позднем голоцене интенсивность этого процесса резко снизилась [Никитин и др., 2011]. В распределении травертинов Горного Алтая факторы тектонической и климатической обусловленности также играют ключевую роль. Синхронность их образования с травертинами Северной Европы позволяет рассматривать процесс пресноводного карбонатообразования как явление, характерное для районов Северной Евразии, претерпевших тектоническую активизацию на рубеже плейстоцена-голоцена.

*Минералого-геохимические, изотопные и гидрогеохимические исследования и интерпретация результатов выполнены при финансовой поддержке гранта Президента РФ МК-6322.2016.5. Анализ геологической позиции объектов поддержан грантом РФФИ № 16-35-00415 мол\_а.*

### **Литература**

*Архипов И. А., Пузанов А. В.* Акташское ртутное месторождение (Юго-Восточный Алтай) как потенциальный источник поступления ртути в объекты окружающей природной среды // Мир науки, культуры, образования. 2007. № 4(7). С. 23–26.

*Бутвиловский В. В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: ТГУ, 1993. 252 с.

*Лаврушин В.* Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.

*Никитин М. Ю., Медведева А. А., Максимов Ф. Е. и др.* Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива // Научно-теоретический журнал «Общество. Среда. Развитие». 2011. С. 231–236.

*Русанов Г. Г., Орлова Л. А.* Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.

*Федак С. И., Туркин Ю. А., Гусев А. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

*Feng D., Chen D., Peckmann J.* Rare earth elements in seep carbonate as tracers of variable redox conditions at ancient hydrocarbon seeps // Terra Nova. 2009. Vol. 21. P. 49–56.

*Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., et al.* Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 1959–1975.

*Kokh S. N., Shnyukov Y. F., Sokol E. V. et al.* Heavy carbon travertine related to methane generation: A case study of the Big Tarkhan cold spring, Kerch Peninsula, Crimea // Sedimentary Geology. 2015. Vol. 325. P. 26–40.

*Pentecost A.* Travertine. Berlin-Heidelberg: Springer, 2005. 445 p.

***И. В. Рева, А. П. Гунько***

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет,*

*г. Томск*

*ivr4@tpu.ru*

### **Микровключения в глауконитах Бакчарского месторождения (Томская область)**

(научный руководитель М. А. Рудмин)

Бакчарское месторождение оолитовых железных руд расположено в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности на территории Томской области. Месторождение сложено верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями, представленными осадками прибрежно-морских фаций: гравелитами, оолитовыми рудами, песчаниками, алевролитами и глинами. Оолитовые железные руды характеризуются, в основном, гетит-гидрогетитовым и хлорит-гидрогетитовым составом. На сегодняшний день месторождение не разрабатывается в связи с нерентабельностью.

В железорудных отложениях Бакчарского месторождения широко распространен глауконит. Глауконит – богатая  $\text{Fe}^{3+}$  диоктаэдрическая слюда с тетраэдрическим Al (или  $\text{Fe}^{3+}$ ) и усредненной идеализированной формулой  $\text{K}(\text{R}^{3+}_{1.33}\text{R}^{2+}_{0.67})[\text{Si}_{3.67}\text{Al}_{0.33}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ , широко распространенная в осадочных породах [Дриц, Коссовская, 1986]. Минерал обладает рядом уникальных свойств: молекулярно-сорбционными и ионообменными свойствами, термостойкостью, радиационной устойчивостью, наличием красящих оксидов и т.д. При детальном исследовании в нем были обнаружены микроскопические включения различных минералов, изучение которых стало основной целью данной работы для качественной характеристики минерального субстрата, поступающего в бассейн седиментации. Нами решены следующие задачи: микроскопическая характеристика зерен глауконита и микровключений минералов и минеральных ассоциаций, определение их химического состава, описание форм и агрегатов.

Было отобрано 27 проб глауконитовых пород из керна скважин различных участков Бакчарского месторождения. Методом «мокрого» ситования пробы были разделены на гранулометрические классы размером  $>1$ , 1.0–0.5, 0.5–0.2, 0.2–0.1 и  $<0.1$  мм. Из класса 0.5–0.1 мм под бинокляром отбирались монофракции глауконита, из которых изготавливались полированные шашки. Шашка представляет собой множество зерен глауконита, заполированных в эпоксидной матрице. Все шашки изучались на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU (максимальное разрешение 3 нм) с энергодисперсионной приставкой OXFORD X-Max 50.

В результате микроскопического исследования внутреннего строения глауконита выявлено множество включений сульфидных, оксидных и силикатных минералов цветных (Cu, Zn, Pb, Sn, Bi, Co, Ni), редких и редкоземельных (Ce, Nd, La, Ta, Zr, Sr, Nb, Ba), благородных (Au, Ag) и черных (Fe, Ti) металлов.

Наиболее часто в глауконите встречается *РЗЭ фосфат*, по составу близкий к монациту [Rudmin et al., 2014]. Размеры его агрегатов варьируют от первых до 15 мкм и представляют собой скопления микросферолитов размером 0.5–2.0 мкм. Усредненная формула минерала –  $\text{Ca}_{0.38}(\text{Ce}_{0.31}\text{Nd}_{0.11}\text{La}_{0.11}\text{Y}_{0.1})_{0.62}(\text{PO}_4)$ .

Сульфидная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, борнитом, арсенопиритом, галенитом, в единичных пробах отмечаются карролит (?) и тетрадимит. *Пирит* в большинстве проб образует фрамбоиды размером до 10 мкм, которые представляют собой скопления кубических или октаэдрических микрокристаллов размером до 1 мкм. Реже он встречается в виде единичных кристаллов размером 1.2–2.5 мкм или обломков более крупных кристаллов размером до 5.5 мкм. *Борнит* ( $\text{Cu}_{4.8}\text{Fe}_{1.2}\text{S}_4$ ) распространен в виде зерен размером от 1 до 4.6 мкм. *Галенит* образует кристаллы размером 0.5–0.8 мкм. *Арсенопирит* найден в одной пробе в виде относительно крупного кристалла размером 28 мкм (рис. а) и нескольких зерен размером 1.8–2.0 мкм. *Халькопирит* встречается в виде единичных зерен изометричной формы (рис. б) размером 1.5–2.3 мкм. *Антимонит* встречен в двух пробах в виде субизометричных зерен размером 0.6–1.4 мкм. В пустотах глауконита найдено зерно *сульфида кобальта и серебра* размером 1.5–1.8 мкм (рис. в). Состав минерала пересчитывается на формулу карролита  $\text{Co}_{3.24}\text{Cu}_{0.72}\text{S}_4$ , но с избытком кобальта и недостатком меди. Также минерал содержит примесь Sn (1 мас. %). *Тетрадимит* встречен в одной пробе в виде ромбоэдрического кристалла размером 1.9 мкм. В двух пробах отмечены удлинённые кристаллы размером 3.4 и 0.8 мкм *сульфида меди, цинка, мышьяка и олова*, рассчитанная формула которого  $(\text{Cu}_{3.6}\text{Zn}_{0.9}(\text{As}_{3.3}\text{Sb}_{0.4})\text{S}_6)$  сходна с таковой сталдерита.

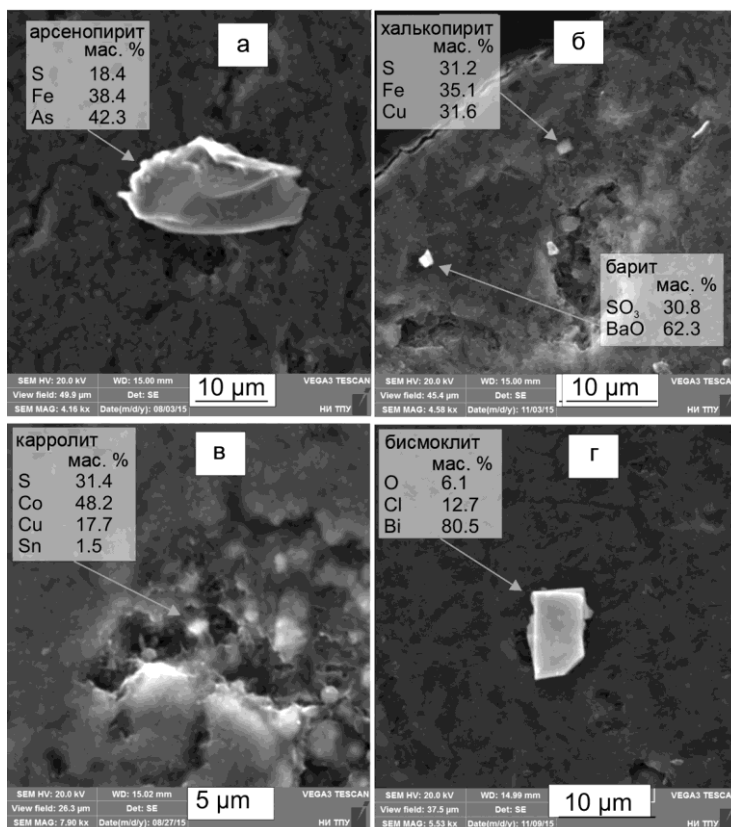


Рис. Микровключения минералов в глауконитах (изображения во вторичных электронах): а – арсенопирит, б – халькопирит и барит, в – карролит, г – бисмоклит.

В изученных глауконитах широко распространен *барит*, который образует субизометричные зерна (см. рис. б) размером 0.6–2.5 мкм с содержанием SO<sub>3</sub> 36.00–38.30 мас. % и BaO 61.4–63.6 мас. %. Редко наблюдаются изометричные включения барита размером 2 мкм с высоким содержанием стронция (SrO 21 мас. %).

Также в глауконитах обнаружены сложные оксиды висмута, стронция, никеля (бисмит, группа перовскита, треворит). Они встречаются в нескольких пробах в виде кристаллов вытянутой формы с неровными очертаниями. *Бисмит* имеет размеры от 1 до 8 мкм и содержит примесь Cu до 5 мас. %. Местами в результате окисления (рис. г) он полностью покрывается *бисмоклитом* (BiClO). *Оксид стронция* имеет формулу Sr<sub>0.84</sub>Ca<sub>0.14</sub>Fe<sub>0.03</sub>O<sub>3</sub>, что позволяет отнести его к группе перовскита. Этот минерал встречен в виде ксеноморфного кристалла размером 8.5 мкм. *Сложный оксид никеля и железа* в виде ксеноморфного кристалла размером 8.5 мкм. *Сложный оксид никеля и железа* в виде двух удлиненных кристаллов размером 2 мкм. Его кристаллохимическая формула (Ni<sub>3.14</sub>Fe<sub>0.51</sub>Cu<sub>0.23</sub>O<sub>4</sub>) наиболее сходна с таковой треворита.

Таким образом, широкий спектр микровключений объясняется способностью глауконита сорбировать на своей поверхности катионы и анионы различных элементов. В ходе дальнейших преобразований глауконитовых слоев их «загрузка» разнообраз-

ными элементами на фоне благоприятной восстановительной обстановки способствовала образованию новых минеральных фаз. Наличие включений сульфидов характеризует глауконитовые толщи как возможный «нетрадиционный» источник благородных металлов в области развития морских оолитовых железных руд, в том числе в пределах Бакcharского месторождения.

### Литература

*Дриц В. А., Коссовская А. Г.* Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение. I. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 5.

*Rudmin M., Reva I., Gunko A., Mazurov A., Abramova R.* Structural-chemical features and morphology of glauconites in sedimentary iron ore of Bakchar prospect (Western Siberia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2015. doi:10.1088/1755-1315/27/1/012026.

**А. А. Антонов, А. С. Осипов**

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург  
anthonov@yandex.ru*

### Редкоземельная минерализация в щелочных пегматитах Кондерского массива, Алданский щит

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков – Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультраосновной зональный интрузив диаметром 7.5 км, сложенный платиноносными дунитами, клинопироксенитами и косъевитами, которые пересекаются более поздними жильными телами щелочных пегматитов [Гурович и др., 1994]. При их исследовании был обнаружен ряд акцессорных минералов со значительным содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ). Нами проанализирован их химический состав и изучены морфологические свойства. Рассмотренные в работе минералы присутствуют в незональных эвдиалитсодержащих лейкократовых эгирин-альбитовых пегматитах. Их единичные зерна встречаются в массе вмещающих пород, но, в основном, их находки приурочены к зернам эвдиалита.

По нашим наблюдениям, акцессорная РЗЭ минерализация имеет наложенный характер. В большинстве случаев она приурочена к участкам выщелачивания зерен эвдиалита и поздним карбонатным прожилкам. РЗЭ минералы заполняют межзерновое пространство в скоплениях минеральных включений, иногда образуют псевдоморфозы облекания по альбиту (рис. 1). Индивиды имеют микроскопические размеры, обычно не превышающие 100 мкм. Минералы диагностировались на основании данных рентгеноспектрального анализа. Формулы рассчитаны в соответствии с методическими указаниями [Булах, 1967]. Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ и в ресурсном центре «Геомодель» на аппаратном комплексе, включающем электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD-AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энергодисперсионного анализа EDX-AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS-INCA 500 (инженер-аналитик Н. С. Власенко).

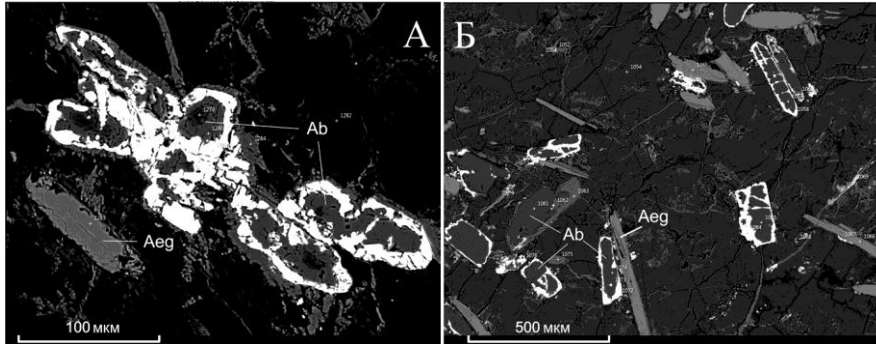


Рис. 1. Развитие минералов редкоземельных элементов по альбиту.  
Ab – альбит, Aeg – эгирин.

В ходе работы обнаружено девять минеральных видов; некоторые из них требуют уточнения. Для удобства их можно разделить на три группы: 1) фосфаты – фторкафит (?), стронадельфит, ксенотим-(Y), монацит-(Ce), бритолит(?); 2) силикаты – стилвеллит-(Ce) (?), перклевеит-(Ce)(?), кайнозит-(Y) и 3) карбонаты – гальгенбергит – (Ce)(?). Наиболее интересными из перечисленных фаз являются описанные далее минералы.

*Стронадельфит* – редкий минерал с теоретической формулой  $\text{Sr}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ . Зерно имеет размеры  $300 \times 100$  мкм. Рассчитанная формула на три атома фосфора имеет вид  $(\text{Sr}_{4.13}\text{Ca}_{0.57}\text{Ba}_{0.04}\text{Fe}_{0.04})_{4.78}(\text{P}_{3.00}\text{O}_{12.40})\text{F}_1$ .

*Фторкафит* (?) –  $\text{SrCaCa}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$  – высокоупорядоченный апатитоподобный минерал из группы беловита [Хомяков и др., 1997]. Рассчитанная на три атома фосфора формула имеет вид  $(\text{Sr}_{0.94}\text{Na}_{0.06})_{1.00}\text{Ca}_{1.00}(\text{Ca}_{2.74}\text{Sr}_{0.25})_{2.99}(\text{P}_{1}\text{O}_{4.00})_3\text{F}_{0.93}$ . Интересно, что в пределах одного зерна (размер около 60 мкм) (рис. 2а, сп. 1427, 1428, 1434, 1435) выделяются центральные фторкафитовые зоны и краевые зоны, сложенные апатитом, обогащенным стронцием (до 0.88 ф.к.).

*Стилвеллит-Ce* –  $\text{CeB}(\text{SiO}_4)\text{O}$ . Кроме Ce (25–28 мас. %), минерал в значительных количествах содержит La (12–16 мас. %) и Nd (8–13 мас. %). Рассчитанная формула имеет вид  $(\text{Ce}_{0.45}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.21}\text{Ca}_{0.04})_{0.92}\text{B}_{1.54}\text{Si}_{1.00}\text{O}_{5.89}$ . Стилвеллит-Ce встречен в виде включений в сильно гидратированном эвдиалите. Здесь также обнаружены микроворстки еще двух боросодержащих минералов – датолита и бобтраиллита. Необходимо отметить, что использованный анализ позволяет лишь зафиксировать наличие бора, но не его содержания, что вносит некоторую погрешность в расчет химической формулы.

*Кайнозит-(Y)* –  $\text{Ca}_2(\text{Y,Ce})_2(\text{Si}_4\text{O}_{12})(\text{CO}_3) \times \text{H}_2\text{O}$ . Имеет ярко выраженную блочную структуру (рис. 2б). Размер индивидов составляет до 200 мкм. Рассчитанная формула имеет вид  $(\text{Ca}_{1.76}\text{Na}_{0.36})_{2.12}(\text{Y}_{1.54}\text{Dy}_{0.17}\text{Gd}_{0.06}\text{Er}_{0.06})_{1.83}(\text{Si}_{4.00}\text{O}_{12.68})(\text{CO}_3) \times \text{H}_2\text{O}$ , однако наблюдается, по крайней мере, две области, где церий доминирует в составе над другими РЗЭ – спектр 755 и 759, что говорит о возможности присутствия неизвестной ранее цериевой разновидности кайнозита. Исследования в данном направлении продолжаются.

*Перклевеит-(Ce)(?)* –  $(\text{Ce,La,Nd})_2\text{Si}_2\text{O}_7$ . Редкий минерал. Его рассчитанная формула –  $(\text{Ce}_{0.88}\text{Nd}_{0.45}\text{La}_{0.38}\text{Pr}_{0.10}\text{Sm}_{0.09}\text{Ca}_{0.07}\text{Gd}_{0.07})_{2.04}(\text{Si}_{1.85}\text{P}_{0.15})_{2.00}\text{O}_{7.15}$ . Во всех анализах отмечается значительный дефицит суммы. Диагностика минерала требует уточнения.

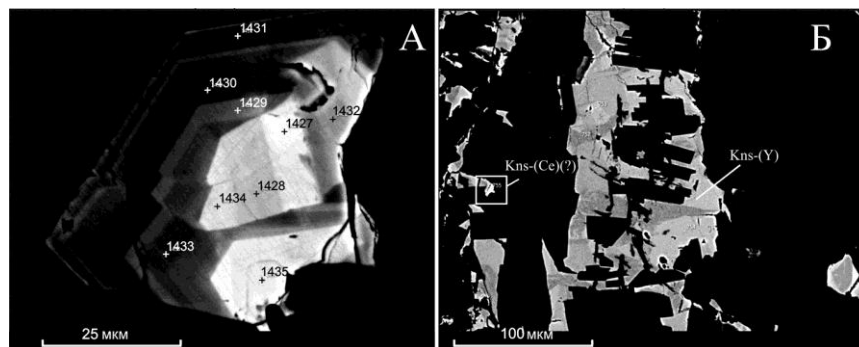


Рис. 2. Минералы редкоземельных элементов: а – зерно, краевая часть которого сложена Sr-содержащим апатитом, а центральная (сп. 1427, 1428, 1434, 1435) – фторкафитом; б) блочное зерно кайнозита-(Y) с двумя зонами (спектр 755, 759), где Ce доминирует над другими РЗЭ. BSE-изображение.

Кроме описанных выше минералов были обнаружены другие фосфаты La и Nd – доминантные фазы. В данный момент проводится уточнение полученных данных и диагностика.

*Авторы выражают благодарность А. Н. Зайцеву и И. В. Пекову за оказанное содействие в проведении работы, полезные консультации и обсуждения.*

### Литература

- Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967. 142 с.  
 Гурович В. Г., Емельяненко Е. П., Землянухин В. Н., Каретников А. С., Квасов А. И., Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Мочалов А. Г., Приходько В. С., Степашко А. А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.  
 Хомяков А. П., Куликова И. М., Расцветаева Р. К. Фторкафит  $\text{Ca}(\text{Sr}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ce})_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$  – новый минерал со структурным мотивом апатита // Записки ВМО. 1997. Т. 126. № 3. С. 87–97.

**А. С. Осипов, А. А. Антонов**

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург  
 osipov.anst@yandex.ru*

### Новые данные об эвдиалите Кондерского массива, Алданский щит

В ходе поездки группы студентов и преподавателей СПбГУ на Кондерский массив в августе 2012 г. в щелочных пегматитах массива был обнаружен минерал, относящийся к группе эвдиалита. Нами рассмотрены его основные свойства, химический состав и структура. Исследования выполнялись в рамках выпускной квалификационной бакалаврской работы и частично продолжаются в рамках выпускной квалификационной магистерской работы. Аналитические работы выполнены на кафедре минералогии СПбГУ, в ресурсных центрах «Геомодель» на аппаратном комплексе, включающем электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставка-



ми (анализа дифракции отраженных электронов EBSD-AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энергодисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS-INCA 500, инженер-аналитик Н. С. Власенко) и «Рентгенодифракционные методы исследования» на аппаратном комплексе Bruker «D8 Discover» (аналитик А. А. Золотарев-мл.), а также в Музее Естественной Истории (г. Лондон) с использованием аппаратного комплекса Cameca SX100 (аналитик Дж. Спратт).

Кондерский массив находится в восточной части Алданского щита Сибирской платформы, в бассейне реки Май, в междуречье ее левых притоков – Омни и Маймакана. Он представляет собой щелочно-ультраосновный зональный интрузив диаметром 7.5 км. Вмещающие породы представлены архейскими метаморфическими породами и перекрывающими их верхнепротерозойскими терригенными отложениями [Гурович и др., 1994]. Основу его слагают дуниты, образуя изометричное штокообразное тело около 6.5 км в поперечнике и составляя, вместе с другими ультраосновными породами, до 90 % площади массива. Оторочка дунитового ядра сложена клинопироксенитами и меланократовыми габброидами нормального ряда щелочности мощностью 500 м. Кольцевую оторочку по периферии штока слагают дайкообразные тела косьвитов. Вся структура рассекается более поздними дайковыми и жильными телами щелочных пород. В коренном залегании нами были встречены зональные пегматиты нефелиновых сиенитов, незональные пегматиты сиенитов, жилы эгирин-альбитового состава и тела, сложенные преимущественно минералами группы канкринита. Среди обломочных пород встречены крупные валуны нефелин-эгириновых пегматитов.

По нашим наблюдениям, эвдиалит встречается только в эгирин-альбитовых жилах, серия которых обнажается в северо-восточной части массива в непосредственной близости от его контакта с вмещающими породами. Мощность таких жил достигает первых метров при видимой протяженности до 10 м. Сложены эти породы, в основном, альбитом (45–55 об. %) и эгирином (35–45 об. %). Количество эвдиалита оценивается в 3–5 об. %. Второстепенные минералы представлены лампрофилитом, баритолампрофилитом, микроклином и титанитом. Акцессорные минералы – монацит-(Ce), бобтрайлит(?), датолит, стилвеллит-(Ce), стетиндит(?), кайнозит-(Y), стронадельфит, кальцокаптаплеит.

Эвдиалит образует как обособленные выделения, так и группы зерен в породе. Его кристаллы субидiomорфные малинового и бурового цветов размером до 5 см. В шлифах наблюдается яркий плеохроизм от малинового до бледно-розового. Минерал оптически положительный, зерна зональные, часто со следами коррозии. Зональность концентрическая, в сечении имеет форму неправильных шестиугольников. В большинстве зерен присутствует макроскопически видимая зональность. Она обусловлена скоплениями минеральных включений, приуроченных к зонам роста кристалла и не связана с химическим составом эвдиалита (рис. а). Включения представлены альбитом, кальцокаптаплеитом и другими РЗЭ- и Sr-минералами.

Другой тип зональности обнаруживается при электронно-микроскопическом наблюдении эвдиалита. Она образована чередующимися зонами, различными по BSE-контрасту (рис. б). Результаты микрозондового ЭДС-анализа позволяют отметить тенденцию увеличения содержаний Ti и Ce и некоторого уменьшения содержаний Pb и Sr в составе минерала от светлых зон к темным. Однако вариации содержаний этих элементов малы и не могут обуславливать наблюдаемый контраст. Вероятно, в формировании данной зональности также принимают участие элементы, не определяемые ЭДС-анализатором.

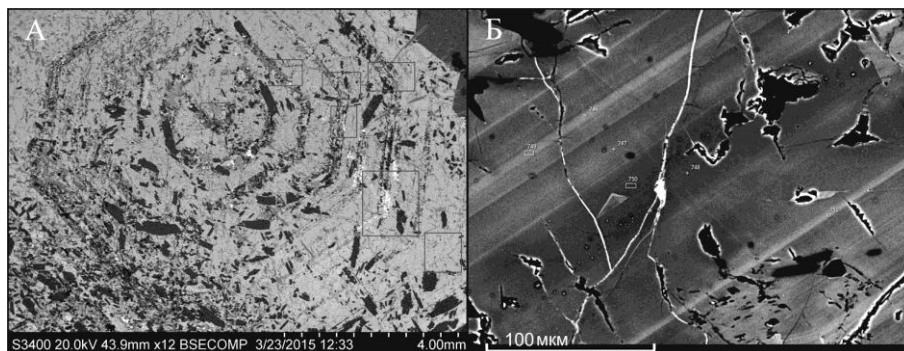


Рис. Зональность эвдиалита: а – видимая зональность, подчеркнутая включениями других минералов; б – зональность, связанная с колебаниями состава и видимая исключительно под электронным микроскопом. BSE-изображения.

Присутствие легких компонентов подтверждается результатами исследования, который проводился при помощи ИК Фурье-спектрометрии в условиях комнатной температуры в диапазоне  $400\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ . На ИК-спектре, помимо типичных для эвдиалита групп пиков, видны интенсивные максимумы, отвечающие водной составляющей ( $1610\text{--}1640$  и  $3400\text{--}3500\text{ см}^{-1}$ ), а так же пики  $\text{H}_3\text{O}^+$  (около  $1720\text{ см}^{-1}$  и в диапазоне  $3100\text{--}3300\text{ см}^{-1}$ ) и  $\text{CO}_3^{2-}$ .

Расшифровка структуры эвдиалита осуществлялась сотрудниками кафедры кристаллографии СПбГУ по результатам монокристалльного рентгеноструктурного анализа. Структура эвдиалита, несмотря на особенности химического состава, типична. Изученный минерал относится к 12-слойным эвдиалитам с  $R3(-)m$  симметрией и параметрами элементарной ячейки  $a = 14.243(3)$  и  $c = 30.371(6)\text{ \AA}$ .

Таблица 1

**Результаты волнодисперсионного анализа эвдиалита из щелочных пегматитов Кондерского массива, мас. %**

	Обр. 1. 1/1	Обр. 1. 1/2	Обр. 2. 1/1	Обр. 2. 1/2		Обр. 1. 1/1	Обр. 1. 1/2	Обр. 2. 1/1	Обр. 2. 1/2
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.01	0.03	0.02	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.00	–
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.01	1.12	1.50	1.67	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.10	0.06	0.07
SiO <sub>2</sub>	50.99	50.66	49.63	49.23	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.08	0.04	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.41	0.58	0.74	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.06	0.01	0.00
ZrO <sub>2</sub>	12.46	12.71	12.10	11.70	MnO	3.60	3.70	3.99	4.35
HfO <sub>2</sub>	0.23	0.24	0.19	0.16	MgO	0.04	0.06	0.05	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.04	–	SrO	2.77	2.59	3.29	3.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.08	0.09	0.08	CaO	9.45	9.10	9.36	9.18
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.68	0.46	0.36	BaO	0.45	0.41	0.38	0.31
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	0.63	0.62	0.73	PbO	2.41	2.32	2.22	2.06
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	1.16	1.05	1.33	Na <sub>2</sub> O	7.18	5.17	7.80	7.83
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.02	0.08	K <sub>2</sub> O	0.45	0.64	0.30	0.32
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.40	0.31	0.40	Cl	0.04	0.04	0.04	0.03
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.03	0.04	0.03	Сумма	94.33	92.46	94.18	94.08

Пр и м е ч а н и е . Прочерк – не определено.

Более детально химический состав эвдиалита изучался посредством волно-дисперсионного анализа, на основании которого были рассчитаны формульные коэффициенты с учетом структурных данных (табл. 1, 2). Отмечается резкий дефицит щелочных металлов, который, по-видимому, восполняется привнесом катиона гидроксония, а также дефицит Fe и Cl. Обнаружены нехарактерные для эвдиалита примеси PbO (до 1.5 мас. %), а также высокие содержания Y, Sr и Mn. Дефицит Fe и Na можно объяснить высокой степенью гидратированности эвдиалита, т.к. эти элементы легко выносятся при гидратации.

Т а б л и ц а 2

**Предполагаемое распределение элементов по позициям структуры МГЭ из щелочных пегматитов Кондерского массива**

Позиции	Ид. Форм.	Исследуемый образец
$N(1-3), (5)_{12}$	Na <sub>16</sub>	(H <sub>3</sub> O <sub>6.68</sub> Na <sub>6.45</sub> ) <sub>13.13</sub>
$N(4)_3$		(Sr <sub>0.74</sub> Y <sub>0.48</sub> Pb <sub>0.30</sub> K <sub>0.27</sub> Ba <sub>0.08</sub> ) <sub>1.87</sub>
$M(1)_6$	Ca <sub>6</sub>	(Ca <sub>4.69</sub> Mn <sub>1.31</sub> ) <sub>6.00</sub>
$M(2)_{3-6}$	Fe <sub>3</sub>	(Mn <sub>0.10</sub> Fe <sub>0.03</sub> Mg <sub>0.03</sub> ) <sub>0.16</sub>
$M(3)$	–	–
$M(4)$	–	Nb <sub>0.21</sub>
Z <sub>3</sub>	Zr <sub>3</sub>	(Zr <sub>2.81</sub> Ti <sub>0.17</sub> Hf <sub>0.02</sub> ) <sub>3.00</sub>
Si <sub>24</sub>	Si <sub>24</sub>	(Si <sub>23.61</sub> Al <sub>0.02</sub> ) <sub>23.63</sub>
O <sub>72</sub>	O <sub>72</sub>	O <sub>66.00</sub>
O <sub>4-6</sub>	–	–
X <sub>2</sub>	(OH) <sub>4</sub>	(OH <sub>4.95</sub> Cl <sub>0.03</sub> ) <sub>4.98</sub>

По совокупности полученных данных, исследованный минерал по классификации, предложенной [Расцветаева и др., 2012], можно отнести к виду гидратированного эвдиалита.

Отдельно было изучено сильно измененное зерно эвдиалита. Было установлено, что по первичному минералу развивается слоистый силикат магния (сепиолит?). Трещины и полости заполнены кальцитом и оксидами марганца. Кроме того, здесь широко развиты фосфаты стронция, кальция и редкоземельных элементов – фторкафит, стронциевый апатит, ксенотим-(Y).

*Авторы выражают благодарность А. Н. Зайцеву, И. В. Пекову и А. А. Золотареву-мл. за содействие в проведении работы, полезные консультации и обсуждения.*

### Литература

- Гурович В. Г., Емельяненко Е. П., Землянхун В. Н., Каретников А. С., Квасов А. И., Лазаренков В. Г., Малич К. Н., Мочалов А. Г., Приходько В. С., Степашко А. А. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. 176 с.
- Расцветаева Р. К., Чуканов Н. В., Аксенов С. М. Минералы группы эвдиалита: кристаллохимия, свойства, генезис. Нижний Новгород: НГУ, 2012. 229 с.

**Ф. П. Леснов<sup>1</sup>, А. И. Чернышов<sup>2</sup>, Е. Е. Пугачева<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск  
lesnovfp@list.ru*

<sup>2</sup> – *Томский государственный университет, г. Томск,*

<sup>3</sup> – *Томский политехнический университет, г. Томск*

### **Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье)**

Крупнейший в Восточном Забайкалье Шаманский ультрамафитовый массив, входящий в состав восточного фланга Байкало-Муйского офиолитового пояса совместно с Парамским массивом и несколькими более мелкими телами, к настоящему времени слабо изучен современными геохимическими методами. Массив расположен на правобережье р. Витим. Его линзовидное в плане тело вытянуто в север-северо-западном направлении на 25 км при максимальной ширине около 6 км. Общая площадь выходов массива составляет около 110 км<sup>2</sup>. Геология, петрография и некоторые другие особенности строения и состава этого массива в разное время изучались Г. А. Кибановым, Э. Л. Прудовским, М. И. Грудининым, Е. Е. Зеленским, К. К. Анашкиной, К. Ш. Шагжиевым, Е. Е. Пугачевой, А. И. Чернышовым, А. А. Цыганковым, Д. А. Орсовым, И. Ю. Лоскутовым, В. М. Асосковым, Ф. П. Лесновым.

Шаманский массив в рельефе представлен удлиненной возвышенностью, которая является одним из отрогов Южно-Муйского хребта. В массиве преобладают серпентинизированные гарцбургиты при подчиненном количестве неравномерно серпентинизированных дунитов, залегающих с постепенными переходами среди гарцбургитов в виде перемежающихся полос и линзовидных обособлений.

При геохимических исследованиях, проведенных в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), использована коллекция из 20 образцов дунитов и гарцбургитов, отобранных на разных участках массива. Редкие и редкоземельные элементы в породах определялись масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией с применением масс-спектрометра «Element» (Finnigan MAT, Германия) в комплексе с лазерной приставкой UV Laser Probe (лазер Nd:YAG  $\lambda = 266$  нм, Finnigan MAT, Германия) (аналитик С. В. Палесский). Для анализов использованы сплавленные в стекло порошковые пробы пород. В качестве образца сравнения использовалось стекло NIST-612 (USGS).

Ультрамафиты массива характеризуются относительно повышенными содержаниями Zr и Hf (табл. 1, 2). В дунитах содержание Zr составляет 15.9–163 г/т, в гарцбургитах – 8.0–158 г/т. Содержание Hf в дунитах составляет 0.20–3.8 г/т, в гарцбургитах – 0.17–3.4 г/т. Мультиэлементные спектры распределения хондрит-нормированных средних содержаний элементов-примесей в дунитах и гарцбургитах массива осложнены интенсивными положительными аномалиями Zr и Hf, причем значения параметра Zr/Hf в дунитах и гарцбургитах изменяются в интервале 40–48.7. Между содержаниями Zr и Hf в дунитах и гарцбургитах массива наблюдается прямая зависимость.

Главным концентратором Zr и Hf, очевидно, является аксессуарный циркон, причем количество его зерен в ультрамафитах массива относительно высокое. Это подтверждается тем, что при минералогическом анализе тяжелой фракции сборной пробы образцов ультрамафитов, отобранных на разных участках массива весом около 6 кг, было выделено порядка 10 зерен циркона размером в несколько десятков микрон.

Таблица 1

**Содержание редкоземельных и редких элементов  
в дунитах Шаманского массива, г/т**

Эле- менты	Номера образцов									
	Ш-1/3	Ш-1/4	Ш-2/2	Ш-4/1	Ш-5/3	Ш-6/1	Ш-24/2	Ш-27/1	Ш-33/6	п.о.
La	0.055	0.012	0.26	0.030	0.048	0.23	0.029	0.055	0.12	0.01
Ce	0.13	0.035	0.59	0.065	0.10	0.51	0.077	0.14	0.27	0.02
Pr	0.014	0.004	0.059	0.007	0.018	0.037	0.008	0.013	0.030	0.002
Nd	0.056	0.024	0.30	0.031	0.050	0.15	0.043	0.077	0.014	0.003
Sm	0.012	0.008	0.088	0.010	0.022	0.024	0.010	0.023	0.041	0.002
Eu	0.003	0.002	0.022	0.003	0.005	0.006	0.004	0.006	0.011	0.001
Gd	0.015	0.009	0.066	0.010	0.021	0.021	0.009	0.021	0.021	0.007
Tb	<0.001	<0.001	0.008	0.002	<0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.001
Dy	0.017	0.009	0.048	0.025	0.018	0.027	0.012	0.022	0.023	0.001
Ho	0.003	<0.001	0.011	0.007	0.005	0.006	0.003	0.009	0.005	0.001
Er	0.013	0.007	0.038	0.023	0.015	0.030	0.010	0.048	0.020	0.006
Tm	0.002	0.001	0.006	0.004	0.003	0.005	0.002	0.009	0.003	0.001
Yb	0.013	0.005	0.040	0.020	0.014	0.030	0.010	0.079	0.017	0.001
Lu	0.002	<0.001	0.007	0.004	0.002	0.005	0.002	0.012	0.002	0.001
Сумма	0.444	0.119	1.543	0.241	0.322	1.084	0.221	0.517	0.580	
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.80	1.60	4.44	1.01	2.24	5.23	1.95	0.47	4.78	
(Eu/Eu*) <sub>n</sub>	0.71	0.80	0.84	0.93	0.77	0.81	1.18	0.84	1.06	
Ca	1857	1674	1961	2157	2012	5646	2430	4503	1730	300
Sc	<0.1	<0.1	<0.1	1.91	<0.1	1.30	<0.1	3.7	<0.1	0.1
Ti	<2.0	<2.0	128	37	14	20	4.6	46	62	2
V	8.4	4.0	9.8	24	9.5	35	8.8	34	10.0	0.5
Cr	1106	737	1204	1932	2087	2461	740	1901	1812	0.4
Mn	394	222	479	569	535	766	232	585	485	1
Co	44	29	59	68	59	81	30	71	57	0.05
Ni	885	600	1204	1305	1147	1573	610	1388	1106	1
Cu	4.0	2.8	7.5	6.4	8.4	14.8	1.0	4.2	6.0	1
Zn	21	39	26	30	55	54	30	64	67	2
Ga	0.31	0.24	0.49	0.68	0.35	0.93	0.39	1.03	0.34	0.20
Rb	0.32	0.23	0.61	0.57	0.51	0.66	0.22	0.58	0.40	0.1
Sr	1.49	0.72	1.60	1.18	1.26	2.1	1.48	6.8	1.91	0.5
Y	0.14	0.078	0.38	0.24	0.10	0.17	0.11	0.30	0.23	0.01
Zr	45	19.1	60	28	51	163	15.9	9.0	160	0.1
Nb	0.012	0.012	0.28	0.033	0.039	0.031	0.01	0.026	0.11	0.01
Cs	1.96	1.21	2.50	3.3	2.7	3.5	1.37	3.5	2.2	0.1
Ba	3.3	0.98	2.7	1.86	3.5	12.4	1.94	1.88	2.5	0.5
Hf	1.05	0.41	1.38	0.60	1.22	3.7	0.34	0.20	3.8	0.002
Ta	0.003	0.004	0.024	0.007	0.004	0.004	0.003	0.004	0.013	0.001
Pb	0.51	0.36	0.82	1.24	0.66	1.01	0.39	0.96	0.80	0.1
Th	0.018	0.012	0.060	0.01	0.021	0.067	0.01	0.17	0.040	0.01
U	0.014	0.005	0.018	0.005	0.005	0.01	0.011	0.007	0.014	0.002

Примечание. Здесь и табл. 2 п.о. – предел обнаружения.

Таблица 2

**Содержание редкоземельных и редких элементов  
в гарцбургитах Шаманского массива, г/т**

Элементы	Номера образцов											п.о.
	Ш-1/5	Ш-4/3	Ш-5/4	Ш-10/4	Ш-17/6А	Ш-17/6Б	Ш-23/1	Ш-29/4	Ш-41/7	Ш-42/2	Ш-43/6	
La	0.24	0.045	0.16	0.064	0.30	0.048	0.038	0.19	0.61	0.13	0.14	0.01
Ce	0.34	0.091	0.27	0.13	0.33	0.11	0.83	0.22	0.98	0.24	0.25	0.02
Pr	0.026	0.009	0.029	0.019	0.023	0.012	0.008	0.023	0.13	0.023	0.015	0.002
Nd	0.11	0.050	0.13	0.064	0.10	0.046	0.045	0.12	0.49	0.11	0.070	0.003
Sm	0.033	0.013	0.039	0.026	0.032	0.016	0.014	0.035	0.11	0.029	0.015	0.002
Eu	0.009	0.005	0.010	0.009	0.009	0.005	0.006	0.011	0.034	0.007	0.007	0.001
Gd	0.035	0.022	0.020	0.018	0.029	0.010	0.013	0.029	0.12	0.024	0.019	0.007
Tb	0.006	0.003	<0.001	<0.001	0.004	0.002	<0.001	<0.001	0.018	<0.001	0.002	0.001
Dy	0.049	0.030	0.022	0.018	0.023	0.009	0.015	0.031	0.13	0.018	0.016	0.001
Ho	0.014	0.007	0.006	0.004	0.006	0.002	0.003	0.009	0.040	0.004	0.004	0.001
Er	0.058	0.025	0.042	0.019	0.026	0.010	0.015	0.042	0.14	0.021	0.021	0.006
Tm	0.011	0.004	0.010	0.003	0.004	0.002	0.002	0.006	0.026	0.005	0.004	0.001
Yb	0.087	0.024	0.071	0.016	0.027	0.012	0.016	0.046	0.16	0.028	0.029	0.001
Lu	0.014	0.003	0.011	0.002	0.004	0.002	0.003	0.005	0.021	0.006	0.004	0.001
Сумма	1.032	0.331	0.821	0.393	0.917	0.286	1.009	0.768	3.009	0.646	0.596	
(La/Yb)	2.46	1.24	1.50	2.69	7.50	2.64	1.55	2.83	2.57	3.03	3.18	
(Eu/Eu*)	0.85	0.96	0.96	1.20	0.90	1.16	1.28	1.00	0.88	0.79	1.24	
Ca	13722	2716	8290	3859	3431	2501	3216	5074	6718	3716	4717	300
Sc	9.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.71	1.17	<0.1	<0.1	1.71	4.2	1.10	0.1
Ti	45	26	24	10	18.4	11.3	17.2	21	221	11.5	10.8	2.0
V	47	24	33	18.8	28	21	16.4	33	43	32	26	0.5
Cr	2677	2063	2223	1039	2956	1910	1251	3491	2981	2157	2039	0.4
Mn	954	229	664	661	668	626	453	682	832	824	798	1.0
Co	90	42	80	66	68	62	52	74	90	80	84	0.05
Ni	1634	921	1609	1230	1196	1085	1031	1400	1686	1448	1591	1.0
Cu	15.2	51	6.2	2.4	8.9	11.4	7.7	12.6	18.8	4.6	4.4	1.0
Zn	43	26	38	28	44	28	92	57	75	40	35	2.0
Ga	0.99	0.65	0.98	0.54	0.50	0.45	0.54	0.84	1.25	0.68	0.65	0.20
Rb	0.87	0.45	0.89	0.58	0.63	0.63	0.48	0.58	1.38	0.65	0.63	0.1
Sr	2.0	0.86	1.81	2.1	1.38	0.86	1.88	2.7	3.9	3.3	2.2	0.5
Y	0.57	0.21	0.28	0.26	0.20	0.089	0.15	0.19	1.29	0.16	0.29	0.01
Zr	62	8.0	10.0	38	37	13.8	19.6	25	158	40	54	0.1
Nb	0.037	0.030	0.027	0.027	0.025	0.027	0.033	0.035	0.32	0.023	0.035	0.01
Cs	4.0	2.3	4.1	2.8	2.8	2.8	2.5	3.5	4.3	3.4	3.4	0.1
Ba	4.1	1.97	3.7	2.5	4.8	2.1	2.1	4.7	11.2	6.7	3.6	0.5
Hf	1.35	0.17	0.22	0.82	0.76	0.30	0.49	0.56	3.4	0.90	1.22	0.002
Ta	0.004	0.001	0.002	0.002	<0.001	0.002	0.002	0.005	0.029	0.004	0.007	0.001
Pb	1.21	0.49	1.02	0.86	0.70	0.65	0.90	1.28	1.61	1.18	1.36	0.1
Th	0.064	0.013	0.010	0.012	0.046	0.011	0.015	0.012	0.27	0.028	0.022	0.01
U	0.014	0.055	0.009	0.002	0.006	0.009	0.002	0.008	0.061	0.006	0.037	0.002

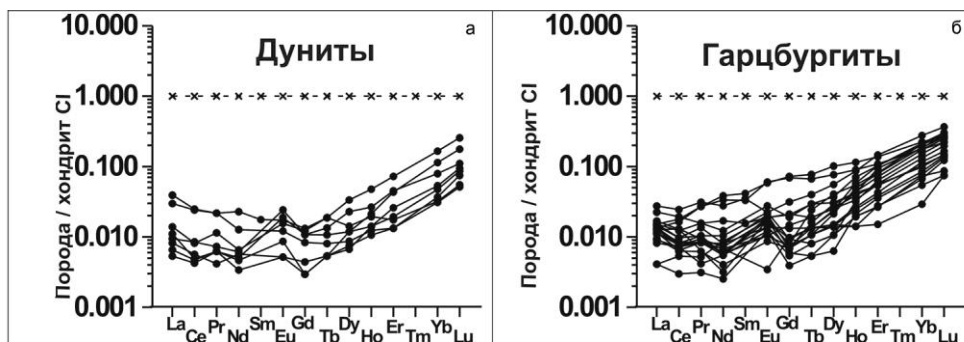


Рис. Спектры распределения РЗЭ в дунитах (а) и гарцбургитах (б) Шаманского массива.

Породы массива характеризуются низкими содержаниями РЗЭ, имеющими неравномерное распределение: 0.12–1.54 и 0.29–3.01 г/т в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Согласно расчетам, средние суммарные содержания РЗЭ составляют 0.89 и 1.8 г/т в реститогенных дунитах ( $n = 45$ ) и гарцбургитах ( $n = 114$ ), соответственно [Леснов, 2007]. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива имеют U-образную конфигурацию, обусловленную повышенными концентрациями ЛРЗЭ относительно средних элементов, и заметным увеличением концентраций в интервале от средних к тяжелым элементам (рис.).

Значения параметра  $(La/Yb)_n$  в образцах ультрамафитов превышают единицу: 1.01–5.23 и 1.50–7.50 в дунитах и гарцбургитах, соответственно. Значения параметра  $(Eu/Eu^*)_n$  составляют 0.77–1.28 при преобладании значений  $<1$ . Обогащенность легкими РЗЭ относительно средних элементов и обусловленная этим дугообразно изогнутая вниз конфигурация их спектров наблюдались также во многих образцах ультрамафитов из ряда других мафит-ультрамафитовых массивов, входящих в состав некоторых офиолитовых ассоциаций. Подобное обогащение ультрамафитов легкими РЗЭ противоречит представлениям об их образовании в качестве реститов, т.е. тугоплавкого остатка при частичном плавлении верхнемантийных субстратов. По нашим данным, аномальное обогащение ультрамафитов и их минералов из мафит-ультрамафитовых массивов, а также из глубинных ксенолитов легкими РЗЭ обусловлено привнесением этих примесей в породы в процессе инфильтрации обогащенных ими эпигенетических флюидов, генетически связанных с более поздними интрузивами основного или кислого состава, а в случае с глубинными ксенолитами ультрамафитов – с переносившими их базальтовыми расплавами [Леснов, 2007].

Таким образом, концентрации ЛРЗЭ в ультрамафитах, которые фиксируются по результатам анализов их валовых проб, не вполне адекватно отражают уровень накопления этих элементов-примесей, который соответствовал их изначальным содержаниям в ультрамафитах, образовавшихся в качестве рестита. Очевидно, что первичному (верхнемантийному) уровню накопления РЗЭ в реститах в наибольшей мере могут соответствовать содержания более совместимых ТРЗЭ, в первую очередь, Yb, содержания которого в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива составили 0.005–0.079 и 0.012–0.16 г/т, соответственно. Более корректные данные о первичном РЗЭ составе верхнемантийных ультрамафитовых реститов могут быть получены,

если предназначенные для анализа методом ICP-MS навески проб предварительно будут подвергнуты выщелачиванию в разбавленном растворе соляной кислоты.

### Литература

Леснов Ф. П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.

*М. А. П. Пинхейро<sup>1,2</sup>, Ф. П. Леснов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> – *Бразильская геологическая служба, г. Белу Оризонте, Бразилия  
marcopiacentini@gmail.com*

<sup>2</sup> – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

### Геохимия оливинов из пород ультрамафитового массива Розета (кратон Сан Франциско, юго-восточная Бразилия)

Ультрамафитовый массив Розета находится вблизи гг. Арантина и Либердаде (штат Минас Жераис, юго-восточная Бразилия) и структурно приурочен к кратону Сан Франциско [Paciullo et al., 2003]. Он залегает среди протерозойских метаморфических пород и обнажается на площади около 4 км<sup>2</sup>, значительная часть которой покрыта корой выветривания. Массив сложен лерцолитами, клинопироксенсодержащими и безклинопироксеновыми шпинелевыми гарцбургитами, серпентинитами, реже – оливиновыми вебстеритами, а также жилообразными оливин-ортопироксеновыми метасоматитами с зеленой шпинелью, условно названными «гарцбургитами». Около 60 анализов зерен оливина из шести образцов массива было проанализировано рентгеноспектральным методом на микроанализаторе JEOL JXA-8100 (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В. Н. Королук). Время измерения на пике каждой аналитической К $\alpha$ -линии составило 10 с, а также по 5 с в позиции фона с двух сторон от этой линии. Использовались стандартные образцы оливина (СН-1), пиропового граната (О-145), титанового стекла (GL-6) и марганцевого граната (Mn-Grt).

Содержания главных и второстепенных элементов в оливинах сильно варьируют. Средние содержания MgO в них уменьшаются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, оливиновым вебстеритам и «гарцбургитам», содержащим зеленую шпинель (табл.). В той же последовательности увеличиваются средние содержания FeO. Содержания форстеритового компонента (Fo, % мол.) в оливинах уменьшаются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, оливиновым вебстеритам и «гарцбургитам» с зеленой шпинелью. Интервалы вариаций значений параметра Fo в оливинах из отдельных разновидностей пород не перекрываются (рис. 1а).

Оливины из разных пород отличаются по содержаниям NiO и MnO (рис. 1а, б). Оливины из лерцолитов характеризуются аномально высокими содержаниями NiO (0.71–0.87 мас. %) по сравнению с таковыми из остальных пород. В крайне незначительных количествах (0.01–0.02 мас. %) NiO обнаружен в оливинах из «гарцбургитов»



Т а б л и ц а

## Средние химические составы оливинов из представительных образцов пород ультрамафитового массива Розета, мас. %

	1			2			3			4			5			6		
	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.	Ср.	Макс.	Мин.
SiO <sub>2</sub>	40.75	41.19	40.37	40.50	40.79	40.20	41.00	41.10	40.80	40.30	40.49	40.03	40.38	40.56	40.26	40.20	40.37	39.96
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.019	0.001	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.004	0.01	0.01	0.003	0.01	0.01	0.001	0.03	0.09	0.002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.029	0.001	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.004	0.01	0.001	0.001	0.001	0.001	0.01	0.01	0.001
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.020	0.001	0.17	0.02	0.15	0.02	0.03	0.004	0.01	0.01	0.002	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	9.88	10.28	9.49	8.73	8.90	8.57	8.10	8.29	7.84	11.50	11.64	11.36	10.72	10.80	10.61	14.88	15.26	14.61
MnO	0.14	0.17	0.10	0.10	0.12	0.08	0.08	0.10	0.06	0.21	0.24	0.20	0.24	0.26	0.23	0.22	0.26	0.19
MgO	48.70	49.04	47.91	49.72	50.17	48.98	50.33	50.71	49.89	47.41	47.94	46.95	47.74	47.88	47.61	45.11	45.39	44.70
CaO	0.01	0.03	0.001	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.002	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.003
NiO	0.77	0.87	0.71	0.47	0.53	0.43	0.42	0.45	0.39	0.45	0.46	0.43	Н.д.	Н.д.	Н.д.	0.02	0.02	0.01
Сумма	100.28	101.65	98.59	99.72	100.56	98.42	99.97	100.73	99.00	99.90	100.81	98.98	99.10	99.55	98.72	100.49	101.43	99.48
Fo	89.78	90.09	89.43	91.03	91.26	90.75	91.72	91.97	91.51	88.02	88.27	87.79	88.81	88.95	88.73	84.39	84.65	83.93

П р и м е ч а н и е. 1 – лерцолиты, обр. РР-007Ам (n 19); 2 – клинопироксенсодержащие шпинелевые гарцбургиты, обр. РР-005А (n 8); 3 – шпинелевые гарцбургиты, обр. РР-003А (n = 10); 4 – оливиновые вебстериты, РР-006-2 (n = 10); 5 – оливиновые вебстериты, РР-008 (n = 3); 6 – «гарцбургиты» с зеленой шпинелью, обр. РР-007В2 (n = 9); n – количество анализов; н.д. – нет данных. Fo = 100 × Mg/(Mg+Fe), молекулярные количества.

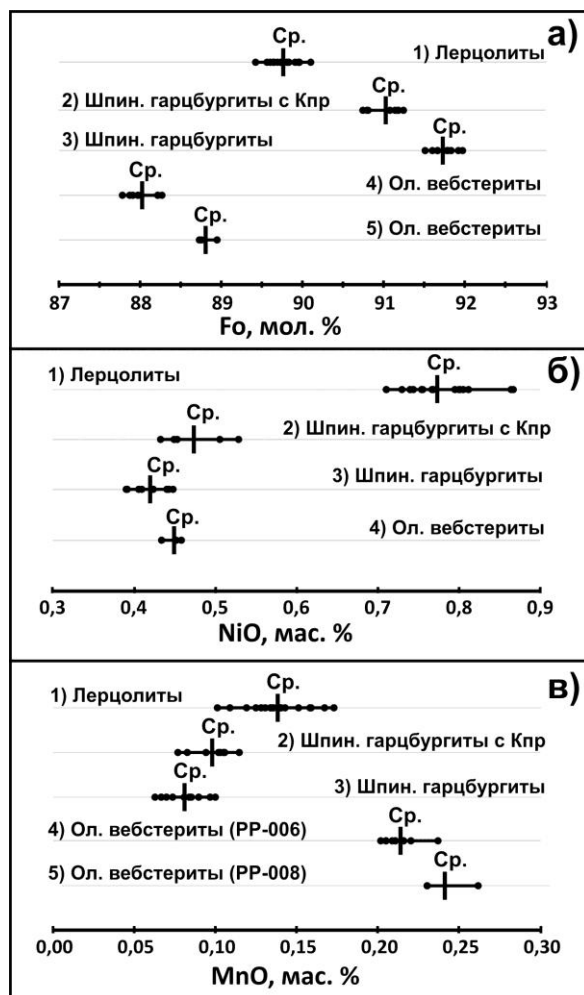


Рис. 1. Вариации параметра Fo (а) и содержаний NiO (б) и MnO (в) в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (по данным таблицы).

Здесь и на рис. 2: 1 – лерцолиты (обр. PP-007Am); 2 – клинопироксенсодержащие шпинелевые гарцбургиты (обр. PP-005A); 3 – шпинелевые гарцбургиты (обр. PP-003A); 4 – оливиновые вебстериты (обр. PP-006-2). 5 – оливиновые вебстериты (обр. PP-008). Ср. – средние значения.

с зеленой шпинелью. На диаграмме Fo–NiO фигуративные точки составов оливина образуют четыре обособленных поля, соответствующие четырем петрографическим разновидностям ультрамафитов (рис. 2а). Поле точек 1 (лерцолиты) занимает обособленное положение в области высоких содержаний NiO и умеренных значений параметра Fo. Поля 2 (клинопироксенсодержащие гарцбургиты) и 3 (безклинопироксеновые гарцбургиты) находятся в области повышенных значений параметра Fo и относительно низких содержаний NiO. Судя по рас-

положению точек в пределах полей 1 и 2, между значениями Fo и содержаниями никеля существует прямая зависимость, в то время как положение точек в поле 3 указывает на обратную зависимость между названными характеристиками.

Содержания MnO в оливинах увеличиваются в ряду от шпинелевых гарцбургитов к клинопироксенсодержащим шпинелевым гарцбургитам, лерцолитам, «гарцбургитам» с зеленой шпинелью и оливиновым вебстеритам. На диаграмме Fo–MnO фигуративные точки распределены в пределах серии обособленных полей, соответствующих разновидностям пород, причем эти поля расположены вдоль единого тренда, указывающего на обратную зависимость между значениями Fo и содержаниями MnO. Содержание CaO в подавляющем большинстве проанализированных оливинов не превышает предел обнаружения (0.007 мас. %), в отдельных зернах содержание элемента составило 0.01–0.05 мас. %. Присутствие TiO<sub>2</sub> установлено в единичных зернах оливина в количестве до 0.09 мас. %. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> также обнаружено только в отдельных зернах оливина из лерцолитов, гарцбургитов и оливиновых вебстеритов в количестве до 0.03 мас. %.

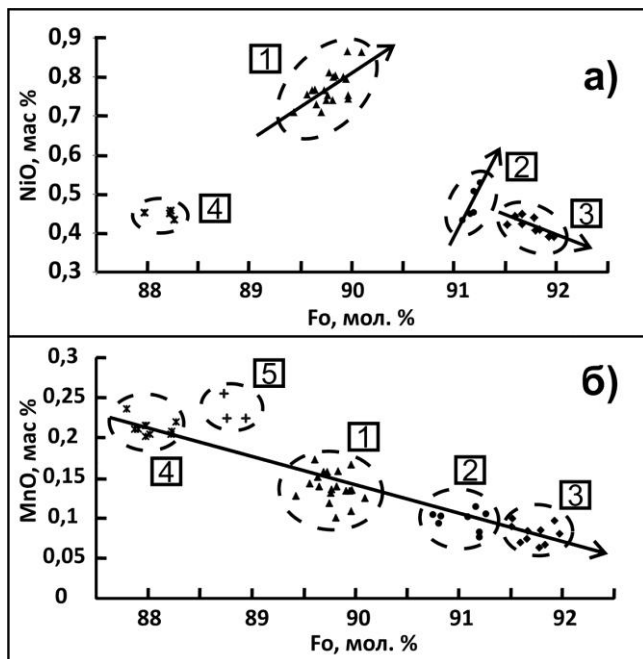


Рис. 2. Ковариации параметра Fo и содержаний NiO (а) и MnO (б) в оливинах из пород ультрамафитового массива Розета (по данным таблицы).

Линиями обозначены предполагаемые тренды ковариаций параметра Fo и содержаний NiO и MnO.

Таким образом, установлено, что оливины из пород ультрамафитового массива Розета неоднородны по содержаниям главных и второстепенных оксидов. Значения параметра Fo в оливинах снижаются от шпинелевых гарцбургитов к их клинопироксенсодержащим разновидностям, лерцолитам и оливиновым вебстеритам.

Наиболее примечательными фактами являются аномально высокие содержания NiO в оливинах из лерцолитов и аномально низкие его содержания в гарцбургитоподобных ультрамафитах, содержащих зеленую шпинель. Предполагается, что ультрамафитовый массив Розета является тектонически внедренным блоком верхнемантийных реститов (протрузией) и имеет полигенную природу. Входящие в его состав лерцолиты, вероятнее всего, являются фрагментом минимально деплетированного протолита. Клинопироксенсодержащие и безклинопироксеновые шпинелевые гарцбургиты можно рассматривать в качестве реститов, образованных при разных степенях частичного плавления протолита. Оливиновые вебстериты можно отнести к гибридным образованиям, которые сформировались при контактово-реакционном воздействии более поздних мафитовых расплавов на породы ультрамафитовой протрузии [Леснов, 2015].

### Литература

Леснов Ф. П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: ГЕО, 2015. 240 с.

Paciullo F. V. P., Ribeiro A., Trouw R. A. J. Geologia da Folha Andrelândia 1: 100.000 // In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R.A.J. Trouw, M. Heilbron, M. (Org.). Geologia e recursos minerais do sudeste mineiro, Projeto Sul de Minas-Etapa I (COMIG, UFMG, UFRJ, UERJ), Relatório Final. 1 ed. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais. COMIG, 2003. Vol. 1. P. 84-119.

**Л. Б. Дамдинова<sup>1</sup>, Б. Б. Дамдинов<sup>1</sup>, Н. В. Брянский<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ  
ludamdinova@mail.ru

<sup>2</sup> – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

**Состав растворов, сформировавших  
флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовые руды  
Ермаковского F-Be месторождения (Западное Забайкалье),  
по данным LA-ICP-MS**

Одной из основных проблем гидротермального рудообразования является определение концентраций металлов в законсервированных растворах. За последнее время в этом отношении наблюдается прогресс благодаря появлению нового метода вскрытия включений и анализа их содержимого методом LA-ICP-MS [Audetat et al., 1998 и др.].

Несмотря на развитие новейших методов анализа флюидных включений, в литературе отсутствуют аналитические оценки концентраций Be во включениях рудообразующих растворов месторождений, нет их и в последней сводке по этому элементу [Berrillium., 2002]. На данный момент известно лишь несколько работ [Стельмачонок, Ишков, 2001; Дамдинова, Рейф, 2004, 2005, 2008], которые касаются металлоносности рудообразующих растворов Ермаковского F-Be месторождения. В них методами термометрии и атомно-эмиссионной спектроскопии [Ишков, Рейф, 1990] индивидуальных флюидных включений (ФВ), вскрываемых лазерным импульсом (AES-LM), изучены солевой состав и металлоносность растворов, ответственных за формирование богатых фенакит-берtrandит-флюоритовых руд, а также кварц-флюоритовых и калишпат-флюоритовых пород с убогой Be минерализацией. К сожалению, в данных работах охвачены не все типы руд Ермаковского месторождения, не говоря уже о других месторождениях бериллия, поэтому трудно судить, насколько полученные значения  $C_{Be}$  и других металлов характерны для растворов других типов руд или месторождений Be.

Авторами настоящей работы оценены концентрации металлов во ФВ, отражающих состав рудообразующих флюидов, которые ответственны за формирование специфических флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовых руд XVIII рудной зоны Ермаковского месторождения.

Ермаковское F-Be месторождение расположено в Забайкалье и отличается самым высоким в мире средним содержанием BeO (1.3 %) в берtrandит-фенакитовых рудах [Генетические..., 1975; Куприянова и др., 2009]. Вместе с тем, Be оруденение на месторождении проявлено в разных формах, различающихся составом минералов и содержанием Be. Одним из примеров является малоизученная XVIII рудная зона, отличающаяся от главных (I и II) рудных зон специфическими флюорит-лейкофан-мелинофан-эввидимитовыми рудами, тогда как главными минералами Be в основных рудах месторождения являются фенакит и берtrandит.

XVIII рудная зона расположена на юго-западном фланге месторождения и приурочена к субмеридиональной трещинной зоне в непосредственном экзоконтакте штока субщелочных гранитов, вдоль которого проходят дайки сиенит-порфириров, порфириров и мезократовых эгириновых сиенитов. Вмещающие породы представлены скарнированными известняками и скарнами. Руды мелко-, среднезернистой

структуры светло-фиолетовой окраски с ячеистой и субграфической структурами сложены флюоритом (до 30–40 %), кальцитом, фенакитом ( $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ ), эвдидимитом ( $\text{NaBeSi}_3\text{O}_7(\text{OH})$ ), мелинофаном/лейкофаном ( $\text{Ca}_4\text{Na}_5\text{Be}_3 \times \text{Si}_6\text{O}_{20}\text{F}/\text{Ca}_3\text{Na}_3\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{F}_3$ ), альбитом; в небольших количествах присутствуют фторапатит, бавенит, гельвин, флогопит и др. Эвдидимит нередко образует крупные выделения пластинчато-листоватых сростков белого цвета (от 0.5 до 3–4 см). До изучения Ермаковского месторождения эвдидимит как весьма редкий минерал был известен лишь в высокощелочных (нефелиновых) пегматитах Норвегии, Гренландии и Хибин; мелинофан/лейкофан также характерны для щелочных пород. По среднему содержанию Be руды XVIII рудной зоны (0.9 мас. % BeO) несколько уступают главным рудным зонам (1.34 мас. % BeO), но являются самыми богатыми по содержанию флюорита до 29.7 мас. % [Куприянова и др., 2009].

Для изучения флюидных включений использован комплекс термобарогеохимических методов (термо- и криометрия индивидуальных ФВ), проведенный в ГИН СО РАН на микротермокамерах фирмы «Linkam». Вскрытие ФВ и анализ металлоносности рудообразующих растворов определены методом LA-ICP-MS на приборе Q ICP-MS NexION 300D с платформой лазерной абляции NWR-213 в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Этот метод позволяет одновременно определять концентрации широкого круга элементов в индивидуальных ФВ. Вскрытие флюидных включений происходило при следующих условиях: мощность плазмы 1350 Вт, поток охлаждающего и плазмообразующего газа 18 л/мин и 1 л/мин соответственно, поток несущего газа гелия «чистоты 4.5» 0.6 л/мин с последующим разбавлением аргоном 0.4 л/мин. Энергия лазера 0.024 мДж, частота 10 Гц, диаметр пучка 20 мкм. Измерялись 22 элемента со временем накопления по каждому 30 мс. При расчете использовались стандартные образцы NIST SRM 610, NIST SRM 612 [Jochum et al., 2011].

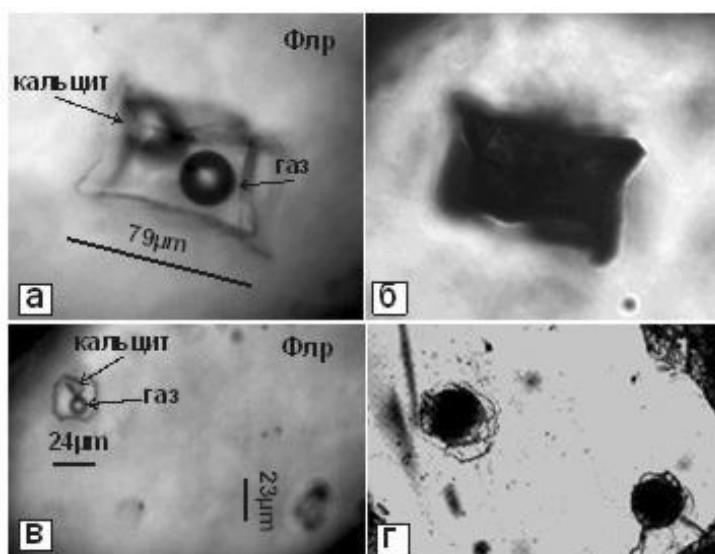


Рис. Первичные трехфазовые флюидные включения во флюорите: а, в – до вскрытия лазером; б, г – после вскрытия (видны кратеры на поверхности).

Были изучены первичные ФВ трехфазового состава (газ + водный раствор + кристалл кальцита) во флюорите (рис.), размеры таких включений составляют, в среднем, 10–30 мкм, весьма редко – 40–80 мкм. Интервал температур частичной гомогенизации варьирует от 130 до 320 °С, полной гомогенизации ФВ достичь не удалось, поскольку включения декрипитируют до растворения труднорастворимого кристалла кальцита. Температуры плавления льда варьируют от –2.5 до –7.8 °С, соответственно соленость растворов менялась от 4.1 до 11.5 мас. % (NaCl-экв.).

Для определения металлоносности рудообразующих растворов отбирались первичные относительно крупные (в среднем, 20–40 мкм) ФВ, которые располагались на глубине от поверхности пластины не более 30–40 мкм на удалении от шлейфов вторичных включений и твердых фаз. В проанализированных включениях определены концентрации Li, Be, Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Mn, Fe, Cu, Zn, Nb, Mo, Ag, Sn, W, Pb (табл.).

Расчет содержаний элементов в растворах проводился с использованием внешнего стандарта NIST-610 и концентрации Na, рассчитанной из общей солености раствора и соотношения в нем основных солевых компонентов в качестве внутреннего стандарта.

Т а б л и ц а

**Концентрации металлов (г/кг раствора) во флюидных включениях по данным LA-ICP-MS**

№ пробы	Ep5 1	Ep5 2	Ep5 3a	Ep5 5	Ep2 1	Ep2 2	Ep5a 1	Ep5a 2a
$C_{\text{экв. NaCl}}$ мас. %	11.73	11.73	11.72	11.7	11.73	11.72	12.11	12.49
Li	0.0036	0.0194	0.0026	0.0140	0.0039	0.0150	0.0093	0.0026
Be	1.0404	0.0202	0.0002	0.0216	0.0005	н.п.о.	0.0032	н.п.о.
Na	35.50	38.06	33.72	34.65	35.60	36.39	35.80	45.15
Mg	0.1179	0.1277	0.0038	0.1079	0.0080	0.1018	0.0103	0.0362
Al	0.0245	0.1834	0.0003	0.0138	н.п.о.	0.0376	0.0100	0.0024
Si	19.8875	н.п.о.	0.2259	5.3361	0.3229	н.п.о.	1.5452	0.3741
Cl	71.3674	45.4871	44.0593	53.0183	45.8583	49.8751	50.2511	17.2514
K	10.2960	7.9571	12.3851	11.2727	14.4695	9.6167	11.8116	3.9512
Mn	1.8281	0.0264	0.0005	0.0050	0.0012	0.0073	0.0013	0.0003
Fe	н.п.о.	н.п.о.	0.0085	0.0520	0.0351	н.п.о.	н.п.о.	0.0187
Cu	0.0080	н.п.о.	0.0025	0.1060	0.0011	0.0120	0.0040	0.0003
Zn	н.п.о.	0.0236	0.00003	н.п.о.	0.0036	0.2708	0.0023	н.п.о.
Nb	0.0012	н.п.о.	н.п.о.	0.0117	н.п.о.	н.п.о.	0.0005	0.0002
Mo	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.0056	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ag	0.0017	н.п.о.	0.0011	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.0003
Sn	0.0008	0.0088	н.п.о.	н.п.о.	0.0002	0.0042	н.п.о.	н.п.о.
W	0.0459	0.1222	0.0119	0.4673	0.0395	0.1915	0.0150	0.0069
Pb	0.0022	0.0092	н.п.о.	0.0042	0.0014	0.0118	н.п.о.	0.0007

Пр и м е ч а н и е . н.п.о. – ниже предела обнаружения;  $C_{\text{экв. NaCl}}$  – общая соленость, рассчитанная с учетом кристалла кальцита.

Начало абляции минерала-хозяина (флюорита) сопровождается возрастанием интенсивности Са, а вскрытие ФВ фиксируется по одновременному резкому повышению интенсивностей Na и Cl, а также некоторых других компонентов, входящих в состав ФВ.

В большинстве проанализированных ФВ  $C_{Be}$  оказалась выше предела обнаружения – от 0.0002 до 1.04 г/кг. Полученные концентрации Be характеризуются более низкими значениями по сравнению с полученными ранее результатами по растворам, сформировавшим богатые руды I зоны (0.18–3.82 г/кг раствора) и II зон (0.06–2.25 г/кг раствора) месторождения [Дамдинова, Рейф, 2004]. Этот вывод подтверждается данными по содержаниям Be в рудах разных рудных зон месторождения. Ранее установлено, что для образования промышленных месторождений Be, скорее всего, необходимы растворы с содержанием этого элемента не менее 0.1 г/кг.

Полученные результаты дают первые оценки уровней концентраций Be и ряда металлов в гидротермальных растворах, сформировавших флюорит-лейкофан-мелинофан-эвдидимитовые руды Ермаковского месторождения. Такая информация необходима для получения статистических данных о содержании Be и других элементов в растворах, а также для выявления ведущих факторов концентрирования Be и других металлов в гидротермальных месторождениях.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00339-а.*

## Литература

- Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия // Под ред. А. И. Гинзбурга. М.: Недра, 1975. 248 с.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском F–Be месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 979–991.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Тайниолит в рудах Ермаковского F–Be месторождения: закономерности распространения, условия формирования // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 2. С. 146–154.
- Дамдинова Л. Б., Рейф Ф. Г. Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-Be руд // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1084–1097.
- Ишков Ю. М., Рейф Ф. Г. Лазерно-спектральный анализ включений рудоносных флюидов в минералах. Новосибирск: Наука, 1990. 93 с..
- Куприянова И. И., Шпанов Е. П., Гальченко В. И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия) М.: ВИМС, 2009. 309 с.
- Стельмачонок К. З., Ишков Ю. М. Металлоносность рудообразующих растворов Ермаковского бериллиевого месторождения // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 802–814.
- Audetat A., Gunther D., Heinrich C. A. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit: Insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions // Science. 1998. Vol. 279. P. 2091–2094.
- Berrillium: mineralogy, petrology, and geochemistry. Reviews in mineralogy and geochemistry // Editor: Edward S. Grew. University of Maine, Orono, Maine. Series Editor: Paul H. Ribbe. Virginia Polytechnic Institute and State University Blackburg, Virginia. Washington, DC. 2002. USA.
- Jochum K. P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D. E., Stracke A., Birbaum K., Frick D. A., Günther D., Enzweiler J. Determination of reference value for NIST SRM 610-617 glasses following ISO guidelines // Geostandards and Geoanalytical Research. Vol. 35. № 4. 2011. P. 397–429.

*А. В. Малышев, Е. В. Кислов*  
*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*  
*Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ*  
*Waylander6@mail.ru*

**Комплексирование геологических и геофизических методов  
при поисках и разведке апокарбонатного нефрита на примере  
Гарандаканского месторождения, Республика Бурятия**

Нефрит – ювелирно-поделочный камень с повышенным спросом, известный человечеству с давних времен. Наиболее интересен белый и изумрудно-зеленый нефрит с минимальным содержанием включений рудных минералов и повышенной просвечиваемостью. К настоящему времени в России известно около 60 месторождений и проявлений этого камня. На территории Западного и Восточного Саяна, юго-западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья находятся все важнейшие месторождения нефрита России. Определенные перспективы связываются с Уралом, Приамурьем и Якутией. В Бурятии находится основная часть российских балансовых запасов нефрита Российской Федерации (94.9 % нефрита-сырца и 92.8 % сортового камня). По состоянию на 1 января 2014 г. по 16 месторождениям Бурятии учтены запасы: С<sub>1</sub> – 5387.8 т нефрита-сырца (1620.6 нефрита сортового) и С<sub>2</sub> – 17168.2 т нефрита-сырца (4987.7 нефрита сортового, в том числе ювелирного 205.5 т) [Кислов, 2015].

В России светлоокрашенный нефрит в промышленных масштабах встречается только в Ципа-Бамбуйской нефритоносной провинции, расположенной на северо-востоке Баунтовского эвенкийского и юго-востоке Муйского районов Республики Бурятия. В этой провинции известны четыре коренных месторождения (Буромское, Голубинское, Кавоктинское и Хайтинское), а также проявления Воймаканское, Витимканское, Александровское и речные валунно-галечные россыпи в бассейне р. Витим [Кислов, 2015].

Апокарбонатный нефрит образуется в результате инфильтрационно-диффузионного кремниевое метасоматоза по доломитовым мраморам на контакте с гранитоидами, которые на классификационной диаграмме попадают в разряд полигенных известково-щелочных гранитоидов [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. Процесс нефритообразования связан с зонами скарнирования в доломитовых мраморах. Метасоматические образования относятся к низкотемпературной (350–400 °С) фации известковых скарнов, а широкое развитие тремолита и диопсида связано с высокой магнизиальностью среды. Скарнирующие флюиды представляют собой надкритические растворы магматического происхождения, о чем свидетельствуют повышенные содержания фтора в апокарбонатных нефритах. Избирательное нефритообразование лишь в мелких ксенолитах доломитовых мраморов объясняется эффектом термостатирования [Liu et al., 2011], который способствует более интенсивному метасоматозу.

Наибольшие перспективы при поисках имеют небольшие по размерам фрагменты кровли, сложенные доломитовыми мраморами верхнебамбуйской и бамбукойской свит, испытавшими значительное скарнирующее воздействие в процессе становления интрузивно-анатектических субщелочных калиево-натриевых высокоглиноземистых гранитоидов вигимканского (баргузинского) комплекса. Большой интерес представляет участок Гарандакан площадью 350 × 350 м, охватывающей фрагмент



доломитовых мраморов в гранитоидном поле, как и на Воймаканском месторождении нефрита. Здесь, по-видимому, отсутствуют реакционные скарны Буромского типа на контакте доломитовых мраморов с гранитоидами монцонит-сиенитового ряда. По крайней мере, при детализации подобные образования в делювии нигде не отмечались.

Целью данной работы является уточнение геологического строения в пределах ксенолитов доломитовых мраморов участка Гарандакан на основе геофизических методов, выявление и уточнение рудно-продуктивных структур, а также подбор оптимальных экспрессных методов поиска залежей апокарбонатного нефрита. Участок расположен в 40 км к западу от Кавоктинского месторождения нефрита на юго-западном фланге Прибамбуйской тектонической зоны, на северо-восточном продолжении которой располагаются Буромское и Голюбинское месторождения апокарбонатного нефрита. Участок ограничен левобережьем р. Воймакан в приустьевой части, на юго-западе руч. Грамдакан.

Доломитовые мраморы белые массивные мелкозернистые сливные до крупнозернистых. Практически в центре ксенолита выделяется прослой серых доломитовых мраморов видимой мощностью 30–35 м и северо-западного простирания. В ксенолите мраморов выявлена система выдержанных по простиранию ( $105\text{--}115^\circ$ ) даек гранодиоритов, кварцевых монцонитов и гранитов. Их мощность колеблется от 0.5–1 до 5–6 м, падение крутое ( $70\text{--}80^\circ$ ) северо-восточное. К этой же системе приурочены нефритоносные скарны жильного типа мощностью от 0.2–0.5 м до 10–12 м, не выдержанные по простиранию (до 50 м), с раздувами и пережимами. Реже отмечаются жилы гранитов мощностью до 5 м, локализованные в поперечной системе трещин (аз. пад.  $315^\circ$ , угол  $35^\circ$ ), но зачастую с достаточно пологими углами падения. Гранитоиды жильного типа представляют собой дайки-сателлиты близширотного юго-восточного простирания ( $95\text{--}125^\circ$ ), поперечные также имеют простирание  $190^\circ$ . Гидротермально-метасоматические тела вмещают линзы крупнозернистого широко-призматического нефритоидного материала с неупорядоченными структурами: от сноповидно-параллельных до перекрещенных, звездчатых. Мощность нефритоидов в раздувах, судя по делювию и обнажениям, достигает 25–30 см, редко 0.5 м. Цвет их от белого до зеленого. Вследствие своих структурных особенностей они характеризуются сахаровидным изломом, в то же время просвечивают в пластинах до 2–3 см и хорошо полируются. Нередко жилы имеют зональное строение: в отдельных образцах прожилки бледно-зеленоватого, салатного, яблочного цветов хорошо просвечивающего тонкозернистого сливного диопсидита в центре сменяются тонкозернистым белым тремолитовым материалом по структуре близким к нефриту. Последний переходит в более крупнозернистый широко-призматический тремолитит (нефритоид) нередко с перекрещенной структурой.

В отличие от известных месторождений Ципа-Бамбуйского междуречья продуктивные тела на участке Грамдакан имеют субпараллельную пространственную ориентировку и, по-видимому, связаны с гидротермально-метасоматическими изменениями в доломитовых мраморах в зонах линейного типа. С открытостью системы и высокой скоростью кристаллизации, синхронной зародышеобразованию кристаллов тремолита, связано отсутствие его длиннопризматических спутанно-волокнистых разновидностей.

В нефритоидных образованиях под микроскопом обнаруживается тремолитовая порода неравномерно-чешуйчатой структуры. Преобладают широкие и короткие чешуйки. Текстура массивная. Структура в центральной части примерно на 50 %

скрытокристаллическая, в периферийной – мелкокристаллическая с видимыми игольчатыми кристаллами тремолита и агрегатами кристаллов. Местами порода карбонатизирована. Вследствие этого, полированная поверхность штуфа имеет равномерный характер с микрошагренью и стеклянным блеском. На полированной поверхности отмечается сахаровидная структура в виде единичных переливающихся точек.

Результаты магнитометрии довольно четко отображают геологическое строение участка. Магнитное поле сильно дифференцировано: северная часть участка характеризуется интенсивным положительным полем  $\Delta T$  от 300 до 1500 нТл, которое обусловлено залегающими здесь монцонитами; центральная и южная часть участка отмечается достаточно изрезанным полем  $\Delta T$  от 300 до –500 нТл, которое отображает пестрый геологический состав пород, слагающих эту часть площади. В основном, это доломиты с небольшими по размерам останцами или дайками более магнитных пород.

Из шести тел нефрита, выявленных на участке, четыре приурочено к зонам высокого градиента магнитного поля на контакте монцонитов с вмещающими доломитами. Именно эти зоны являются наиболее перспективными для детальных поисков нефрита. Аналогичные выводы сделаны на других месторождениях нефрита в Бурятии, где проведена магниторазведка. На стадии детальных поисков для прослеживания рудных тел может дать результаты высокоточная микромагнитная съемка на выделенных перспективных участках по сети  $1-5 \times 1-2$  м в зависимости от ожидаемых размеров тел.

В южной части участка на фоне интенсивного отрицательного поля  $\Delta T$  выделяются локальные аномалии более высокого магнитного поля, которые могут быть обусловлены сравнительно небольшими телами более магнитных пород (монцониты, гранодиориты). Контакты этих пород с доломитами представляют поисковый интерес, как возможные места локализации нефрита.

На основании полученных по магниторазведке данных выделено два перспективных участка для проведения детальных поисков. По характеру и нарушению корреляции изолиний магнитного поля выделены и прослежены тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направления, которые могут играть роль рудоконтролирующих структур.

Проведенные радиометрические исследования дают возможность выделить дайки гранитоидов в доломитах, что не представляется возможным при использовании только магнитометрической съемки. В данном случае фон гранитоидов достигал 18–22 мкР/ч при фоне доломитовых скарнов – 10–13 мкР/ч с довольно четким переходом. Фон непосредственно нефритовых тел варьирует в пределах нормы доломитовых мраморов.

Особенности геологического строения участка позволяют утверждать, что образование апокарбонатных нефритов происходило в процессе скарнирования мраморов и доломитов под воздействием гранитоидов. В этом свете интересными являются данные радиометрии, свидетельствующие об отсутствии переноса из вмещающих гранитов U, Th и, вероятно, K, который является крайне подвижным. При этом в нефритах аккумулируется железо вплоть до образования магнетита и не накапливается на контактах доломитов с гранитами. Об этом свидетельствуют данные магнитометрии и микроскопических исследований. Некоторые тела нефритов имеют зеленоватый оттенок, что говорит о привносе оттеночных агентов из вмещающих пород. Характерной особенностью нефритов является унаследованная сахаровидная микро-

структура замещенных карбонатных ксенолитов; с этим связана более короткая длина волокна (чешуйки) слагающих породу тремолитов.

### Литература

*Кислов Е. В.* Минерально-сырьевая база северных и восточных районов Бурятии: воспроизводство и освоение // География и природные ресурсы. 2015. № 2. С. 156–163.

*Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С.* Нефриты. М.: Наука, 1984. 288 с.

*Liu Y., Deng Ju., Shi G., Yui T-F., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X.* Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. № 3. С. 440–451.

**О. С. Ефименко, Е. Н. Диханов, С. А. Ефименко**  
*ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Жезказган, Казахстан*  
*olga91.06@yandex.ru*

### **О возможности использования энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра РЛП-21 (ЛА) в геологии**

Методы сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) широко применяются в геологии. Микрорентгеноспектральный анализ проводят при помощи электронного зонда, который дает возможность исследовать состав вещества в точке, определить характер микровключений и дать им качественную оценку. Известен также рентгенофлуоресцентный локальный микроанализ с использованием рентгеновского излучения от рентгеновской трубки. Задача нашего исследования состояла в выяснении возможности использования спектрометров рентгенофлуоресцентного локального микроанализа для решения геологических и минералогических задач. Для проведения исследований нами были выбраны энергодисперсионные рентгенофлуоресцентные (EDXRF) спектрометры локального анализа РЛП-21Т (ЛА) казахстанского производства (ТОО «Аспап Гео») из пробирной палаты «Национального центра экспертизы и сертификации» (НЦЭиС) РК и Гохрана Национального банка РК.

РЛП-21Т (ЛА) позволяет работать с пробами нестандартных размеров (диаметр до 170 мм и высотой до 120 мм), проводить локальный анализ, оценивать однородность анализируемых сплавов благородных металлов, проводить сигнатурный анализ. Основные характеристики спектрометра РЛП-21Т (ЛА):

– рентгеновская трубка мощностью 50 Вт с торцевым выходом излучения, что обеспечивает высокую светосилу и возможность определения элементов от Al до U в воздушной атмосфере;

– полупроводниковый кремниевый дрейфовый (SDD) детектор с внутренним коллиматором, что обеспечивает отличное энергетическое разрешение (135 эВ), высокую интегральную загрузку и отношение пик/фон, а также повышает контрастность аналитических линий;

– мощное программное обеспечение, позволяющее точно определять функцию отклика каждого детектора, спектральный состав возбуждающего излучения, а также пики двойных и тройных наложений;

– опция восстановления спектра вторичного излучения, посредством которой обеспечивается точное нахождение истинных интенсивностей аналитических линий элементов; при этом используется нелинейный метод наименьших квадратов и учет зависимости относительных интенсивностей характеристических линий от вещественного состава;

– опция учета матричных эффектов путем применения фундаментальных алгоритмов (в том числе и для рассеянного излучения), обеспечивающая учет изменения геометрических условий измерений при вариациях вещественного состава и плотности анализируемых образцов;

– количественный анализ в диапазоне элементов от Al до U при концентрациях от  $n \times 10^{-3}$  до 100 % для средней области элементов и от  $n \times 10^{-1}$  % для легких элементов;

– опция локального анализа: система возбуждения обеспечивает проведение локального анализа с площадью засветки образца от 1 мм<sup>2</sup>;

– наличие видеокамеры для точной юстировки анализируемого образца.

В первую очередь, нас интересовала способность РЛП-21Т (ЛА) определять содержания элементов-примесей на очень тяжелой матрице, в частности, на анодной меди. Использовалась анодная медь Балхашского медеплавильного завода «Kazakhmys Smelting» с содержанием меди до 99.5 %. Исследования выполнены в несколько этапов.

На первых двух этапах (Пробирная палата «НЦЭиС») на РЛП-21Т (ЛА) проанализированы два образца анодной меди с экспозицией 200 сек. Так как элементный состав примесей в образцах был неизвестен, то использовался режим, когда спектрометр определял содержания элементов, аналитические линии которых обнаружены в аппаратурных спектрах при включенной опции удаления из таблицы «Процентное содержание элементов» элементов по критерию  $C < \Delta C = 2\sigma$  ( $\sigma$  – абсолютная среднеквадратическая погрешность анализа). Результаты первых двух этапов исследований подробно изложены в работах [Ефименко и др., 2015а, б, в].

На третьем этапе исследований (Гохран Национального банка РК) экспозиция измерений была увеличена до 600 с. При этом решались следующие задачи:

– снижение погрешности определений содержаний золота, цинка и теллура;

– изучение неоднородности химического состава цилиндрического образца анодной меди, возникающей при кристаллизации последнего, в плане (точки №№ 1 и 2 на одном торце цилиндра анодной меди, точки №№ 3 и 4 – на противоположном торце) и в разрезе цилиндра (торцы между собой);

– изучение неоднородности химического состава анодной меди (сравниваются цилиндрические образцы и стружка от сверления, полученные с одного анода).

Результаты эксперимента по изучению неоднородности химического состава цилиндрического образца анодной меди № 805 приведены в таблице 1.

Анализ данных табл. 1, а также сравнение их с данными [Ефименко и др., 2015а, б, в] позволяет сделать следующие выводы. За счет увеличения экспозиции измерений на столь сложной матрице удалось снизить погрешность результатов РФА анодной меди на золото, в среднем, с 0.0035 до 0.0018 %, теллур – с 0.0018 до 0.00089 % и цинк – с 0.0070 до 0.0041 %. Очевидно, что снижение погрешности РФА за счет увеличения экспозиции измерений бесперспективно: большие возможности открываются за счет оптимизации конструкции блока возбуждения и детектирования (повышение светосилы рентгенооптической схемы, подбор комбинированных вторичных мишеней и оптимальных геометрических условий). Фактор неоднородности химического состава анодной меди в плане и разрезе образцов присутствует, и ним нельзя

Таблица 1

## Данные РФА пробы № 805 анодной меди

Эле- мент	Точка № 1		Точка № 2		Точка № 3		Точка № 4	
	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %
Cu	99.666	0.017	99.667	0.017	99.573	0.017	99.565	0.017
Fe	0.0086	0.0012	0.0076	0.0011	0.0192	0.0012	0.0234	0.0012
Ni	0.0047	0.0014	0.0039	0.0014	0.0021	0.0014	0.0030	0.0014
As	0.0371	0.0011	0.0384	0.0011	0.0476	0.0012	0.0471	0.0012
Se	0.0340	0.00051	0.0348	0.00051	0.0438	0.00055	0.0436	0.00055
Ag	0.0943	0.00055	0.0930	0.00055	0.1104	0.00057	0.1095	0.00057
Sb	0.0166	0.00067	0.0162	0.00067	0.0219	0.00067	0.0206	0.00068
Te	0.0021	0.00089	0.0027	0.00088	0.0033	0.00088	0.0036	0.00089
Pb	0.1277	0.0013	0.1283	0.0013	0.1691	0.0014	0.1681	0.0015
Bi	0.0047	0.00075	0.0045	0.00074	0.0055	0.0008	0.0057	0.0008
Au	0.0039	0.0017	0.0038	0.0017	0.0030	0.0019	0.0033	0.0019
Zn	0.0100	0.0041	0.0095	0.0041	0.0125	0.0041	0.0139	0.0041

пренебречь: если относительная величина расхождений содержаний элементов между точками № 1 и 2 имела размах 0.47–25.0 % (в среднем, 7.1 %), а между точками №3 и 4 – 0.46–35.3 % (в среднем, 8.7 %), то между точками №1 и 3 – 15.7–76.5 % (в среднем, 34.8 %) и между точками № 2 и 4 – 14.1–101.9 % (в среднем, 31.1 %). В партии образцов анодной меди, которые анализировались на третьем этапе исследований, не установлен индий ни в одном образце (образцы для первых двух этапов и для третьего этапа имели двухмесячное временное различие).

Результаты изучения неоднородности химического состава проб, отобранных с анода меди № 803 (цилиндр и стружка), приведены в таблице 2.

Таблица 2

## Данные РФА проб, отобранных с анода меди № 803

Эле- мент	№ 803/8-цил.		№ 803/9-цил.		№ 803-струж. №1		№ 803-струж. №2	
	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %	С, %	±ΔС, %
Cu	99.488	0.017	99.482	0.017	99.554	0.017	99.549	0.017
Fe	0.0629	0.0012	0.0711	0.0012				
Ni	0.0081	0.0014	0.0089	0.0014	0.0069	0.0014	0.0079	0.0014
As	0.0471	0.0013	0.0478	0.0013	0.0446	0.0013	0.0462	0.0013
Se	0.0389	0.00053	0.0384	0.00053	0.0405	0.00055	0.0402	0.00055
Ag	0.1072	0.00057	0.1069	0.00057	0.1066	0.00057	0.1072	0.00057
Sb	0.0205	0.00068	0.0204	0.00068	0.0224	0.0007	0.0219	0.00069
Te	0.0034	0.00089	0.0031	0.00088	0.0035	0.00091	0.0032	0.00092
Pb	0.2051	0.0016	0.2043	0.0015	0.2017	0.0015	0.2011	0.0015
Bi	0.0048	0.00084	0.0043	0.00083	0.0046	0.00085	0.0050	0.00084
Au	0.0038	0.0018	0.0030	0.0018	0.0032	0.0019	0.0041	0.0019
Zn	0.0091	0.0041	0.0112	0.0041	0.0084	0.0041	0.0115	0.0041

Анализ данных табл. 2 позволяет сделать следующие выводы. Ни в одной пробе в виде стружки РФА не выявлены содержания железа – это указывает на то, что поверхности проб в виде цилиндров заражены соединениями железа. Присутствует неоднородность химического состава проб анодной меди (как в виде цилиндров, так и в виде стружки). Погрешность РФА на золото и цинк остается высокой.

По результатам проведенных исследований можно сделать уверенный вывод о том, что EDXRF спектрометр РЛП-21 (ЛА) может быть применим в геологии, в частности, для РФА рудных проявлений, включая отдельные зерна минералов.

### Литература

*Ефименко О. С., Ефименко С. А., Диханов Е. Н.* Рентгенофлуоресцентный спектрометр РЛП-21Т (ЛА) для локального анализа руд и металлов // Минералы: строение, свойства, методы исследований. Мат. VII всерос. молодеж. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015а. С. 34–35.

*Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А.* К вопросу анализа образцов анодной меди на рентгенофлуоресцентном спектрометре РЛП – 21Т (ЛА) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Мат. 24-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2015б. С. 64–67.

*Ефименко О. С., Диханов Е. Н., Ефименко С. А.* О возможности анализа образцов анодной меди с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра // Проблемы освоения недр в XXI веке глазами молодых. Мат. 12 междунар. школы молодых ученых и специалистов. М.: ИПКОН РАН, 2015в. С. 153–157.

**М. С. Глухов**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань  
gluhov.mixail2015@yandex.ru*

### **Томографические и микронзондовые исследования внутреннего строения магнетитовых микросфер (научный руководитель Р. Х. Сунгатуллин)**

Исследование магнетитовых микросфер (размером до 1 мм) связано с большим интересом изучения их генезиса, влияния земных и космических процессов на биотические кризисы в геологической истории, перспективностью получения дополнительного метода корреляции разнофациальных толщ глобального, регионального и местного масштабов. Ранее нами изучались морфология и химические особенности поверхности микросфер из каменноугольных пород Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины [Глухов, Сунгатуллин, 2015; Сунгатуллин и др., 2014; 2015]. В настоящее время, для понимания генезиса микросфер, важным является изучение их сложного и разнообразного внутреннего строения.

Ранее в осадочных породах Предуральского прогиба были обнаружены целые и полые микросферы, с толщиной магнетитовой корки до половины радиуса (рис. 1). У полых микросфер корочка представлена магнетитом, а во внутренней части в незначительном количестве присутствуют Si, Al, Mg, Ca, K [Глухов и др., 2015].

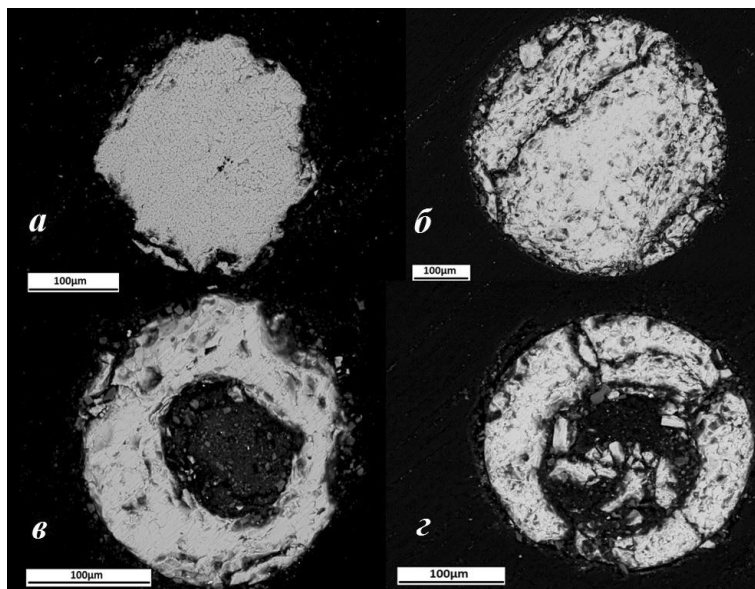


Рис. 1. Поперечные срезы микросфер в шлифах: а, б – цельные, в, г – полые.

В данной работе для изучения внутреннего строения использовались магнетитовые микросферы из осадочных пород каменноугольных отложений (московский ярус), извлеченных из скважины расположенной в Усть-Черемшанском прогибе, который расположен на востоке Восточно-Европейской платформы (Республика Татарстан). Все микросферы, аналогично предыдущим, подвергались шлифовке и микрозондовым исследованиям поперечного среза с получением непрерывного геохимического профиля. В отдельных случаях, для того чтобы не разрушать микросферы, применялся рентгеновский микротомограф, с помощью которого были получены послойные снимки микросфер. Все исследования проведены в лабораториях Казанского федерального университета.

Проведенная статистическая обработка (корреляционный, факторный и кластерный анализы) результатов по геохимическим профилям показала, что Fe либо не связано с другими элементами, либо слабо связано с Mn, Cr, Ti. Железо отрицательно коррелирует с кислородом, что связано с дифференциацией вещества микросфер. Содержания железа увеличиваются от центра к периферии (поверхности микросфер). В минералогическом отношении это, возможно, указывает на смену самородного железа (ядро) железо-никелевым интерметаллидом (например, аваритом) и вюститом (между ядром и поверхностью микросферы) и развитием на поверхности магнетита и гематита.

Микротомографические исследования также подтвердили дифференциацию вещества в микросферах. Так, толщина магнетитовой корочки (?) на периферии изменяется (рис. 2), что указывает на возможное формирование шарика при вращении в атмосфере. Полые микросферы, вероятно, образовались в результате испарения железо-никелевого вещества при столкновениях с другими микрочастицами.

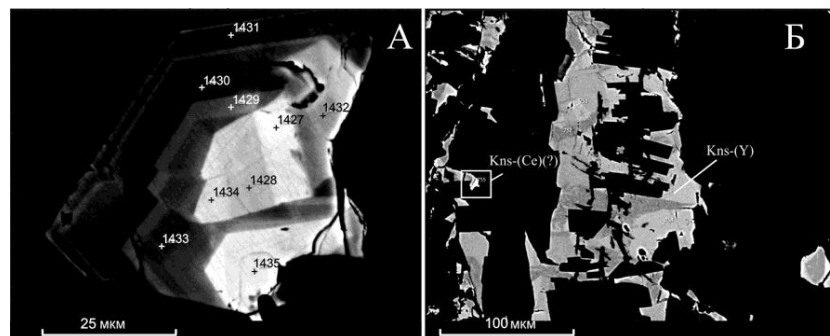


Рис. 2. Томографическое изображение внутреннего строения микросферы: а – поры внутри микросферы; б – след микрочастицы, пролетевшей через микросферу. Усть-Черемшанская скважина, глубина 1008–1013 м

Таким образом, строение магнетитовых микросфер является очень сложным. Намечены процессы дифференциации при их образовании. Нами будут продолжены исследования их внутреннего строения для расшифровки их генезиса и применения в геологической практике.

### Литература

- Глухов М. С., Сунгатуллин Р. Х. Космические микросферы в палеозойских породах Предуральяского прогиба // Мат. XII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М.: МГРИ-РГГРУ, 2015. С. 40–41.
- Глухов М. С., Сунгатуллин Р. Х., Галлиулин Б. М. Внутреннее строение магнетитовых микросфер из каменноугольных пород // Мат. VII Всерос. молодеж. научн. конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 26–27.
- Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Осин Ю. Н., Трифонов А. А. Космическое вещество в нефтеносных отложениях Среднего Каспия // Нефтяное хозяйство. 2014. № 9. С. 77–79.
- Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Глухов М. С., Осин Ю. Н., Воробьев В. В. Возможности использования космических микросфер при корреляции нефтегазоносных отложений // Нефтяное хозяйство. 2015. № 2. С. 16–19.