

**МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПЫ БОРА В АКСИНИТЕ
ПЕРВОУРАЛЬСКОГО ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:
ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА**

Шагалов Е.С.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

e-mail: shagalov@igg.uran.ru

**MICROELEMENTS AND BORON ISOTOPES IN AXINITE FROM PERVOURALSK
TITANOMAGNETITE DEPOSIT: POSSIBLE SOURCES OF SUBSTANCE**

Shagalov E.S.

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia

e-mail: shagalov@igg.uran.ru

Microelement composition and $\delta^{11}\text{B}$ value of axinite hydrothermal veins in gabbroids of Pervouralsk titanomagnetite deposit was analysed. Basic impurity elements are Zn as well as Ti, V, Ba, Co, Cr, Sr, Zr, Cu, Ga, Be, Ni, As, Y, Ce and Pb which are relatively important, other elements are present at quantities less than 1 ppm. Value of $\delta^{11}\text{B} = -6,4 \pm 0,1\%$ probably specifies on fluids connected with basalt magmas or released due to dehydration of subducted oceanic crust.

Первоуральское (Шайтанское) титаномagnetитовое месторождение находится на Среднем Урале к юго-востоку от г. Первоуральска. Месторождение представлено малотитанистыми ванадийсодержащими рудами, располагается в водораздельной зоне Урала и генетически связано с Ревдинским габброидным массивом, входящим в состав Платиноносного пояса Урала. Сам массив протягивается широкой (до 5 км) меридиональной полосой длиной до 25 км. В центральной части интрузии располагается тело апогаббровых горнблендитов, также вытянутое в меридиональном направлении длиной 8-9 км при ширине в пределах месторождения до 600 метров. Возраст габбро Ревдинского массива составляет 431 ± 25 млн лет (ранний силур [10]). Титаномagnetитовое оруденение мощностью до 200 м приурочено к южному выклиниванию горнблендитового тела, к восточной его зоне, где развиты наиболее крупнозернистые разности. Сами горнблендиты и рудные тела секутся дайками плагиоклазитов мощностью до 5 м [12]. В горнблендитах часто отмечаются карбонатные прожилки (кальцитового и анкеритового состава) небольшой мощности, которые иногда покрыты налетами «медной зелени». В коре выветривания базитов часто наблюдаются пленки и корочки малахита с азуридом.

Аксинит на Первоуральском титаномagnetитовом месторождении уже давно упоминается знатоками минералогии Среднего Урала [11]. Нами минерал был описан из бокового аксинит-

Таблица 1

Содержание микроэлементов в аксините Первоуральского месторождения

Элемент	Содерж., г/т						
Li	0,695	Se	0,391	Cs	0,024	Tm	0,058
Be	3,095	Rb	2,481	Ba	37,228	Yb	0,589
P	303,826	Sr	9,903	La	0,562	Lu	0,113
Ti	130,810	Y	2,286	Ce	1,565	Hf	0,284
V	71,537	Zr	9,053	Pr	0,186	Ta	0,014
Cr	10,392	Nb	0,155	Nd	0,870	W	0,083
Co	12,630	Mo	0,005	Sm	0,209	Pt	0,016
Ni	3,788	Pd	0,355	Eu	0,041	Hg	0,391
Cu	6,481	Ag	0,538	Gd	0,253	Tl	0,055
Zn	212,649	Cd	0,352	Tb	0,043	Pb	1,300
Ga	4,031	Sn	0,164	Dy	0,315	Bi	0,047
Ge	0,950	Sb	0,068	Ho	0,077	Th	0,116
As	2,592	Te	0,022	Er	0,275	U	0,061

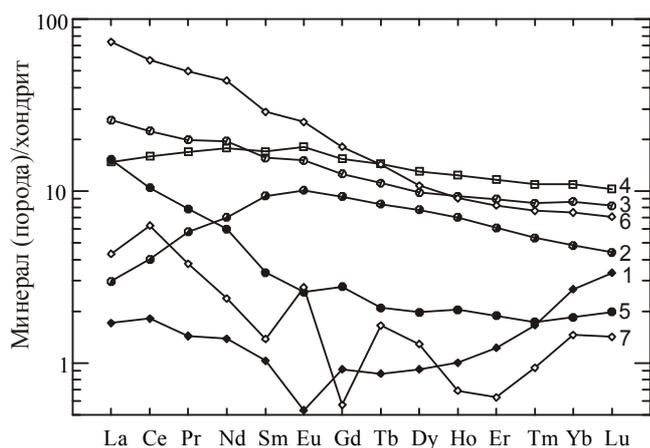


Рис. 1. Нормированное на хондрит содержание РЗЭ в аксините Первоуральского титаномагнетитового месторождения, вмещающих породах и некоторых окружающих породах.

1 – аксинит; 2, 3 – породы Ревдинского массива: 2 – горнблендит [2], 3 – габбро [7]; 4 – базальт комплекса параллельных даек [7]; 5 – серпентинит [4]; 6, 7 – породы габбро-диоритовой серии Верхисетского массива [5]: 6 – габбро, 7 – пегматит.

ным отношением $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,025$. Ошибка составила 0,05%. Результаты приведены по отношению к $\delta^{11}\text{B}$ с использованием стандарта борной кислоты NIST SRM 951 ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,0436$).

Микроэлементный состав приведен в табл. 1, из которой видно, что основными элементами примесями являются Zn и Ti, в заметных количествах присутствуют V, Ba, Co, Cr, Sr, Zr, Cu, Ga, Be, Ni, As, Y, Ce, Pb. Концентрации других элементов составляют менее 1 г/т. Таким образом, аксинит обогащен не только элементами, характерными для вмещающих пород основного и ультраосновного состава, но и типично гранитно-гидротермальными Sr, Zr, Be. На рис. 1 видно, что в спектре РЗЭ аксинита несколько преобладают тяжелые редкие земли ($\text{La}/\text{Yb}_n = 0,64$) и присутствует ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия. Это характерно для жил образовавшихся из относительно кислых гидротерм, несущих больше тяжелых редких земель, нежели легких. Концентрации РЗЭ в аксините довольно низкие по сравнению с вмещающими породами и породами рамы [2, 4, 5, 7], тем не менее, они близки к значениям в пегматите, ассоциированном с габбро-диоритовой серией Верхисетского гранитного массива [5], что может указывать на близкие процессы формирования.

Несмотря на обилие данных о природных вариациях изотопов бора, данные по минералам (за исключением турмалина) довольно скудные. Полученное нами значение $\delta^{11}\text{B} = -6,4 \pm 0,1\%$ для аксинита существенно больше, чем в опубликованных данных по группе Дальнегорских скарновых месторождений [1, 9], хотя в работе [9] упоминается значение $+2,42\%$ для Партизанского полиметаллического месторождения, где его интерпретируют как заимствование бора из вмещающих осадочных пород.

Экспериментальное исследование показало, что фракционирование изотопов бора между турмалином и флюидом изменяется от 8‰ при 350°C до 2‰ при 750°C, и $\delta^{11}\text{B}$ турмалина ниже, чем $\delta^{11}\text{B}$ жидкости [15]. Принимая, что данное фракционирование близко и для систем с аксинитом, можно предположить, что $\delta^{11}\text{B}$ растворов варьировало от 0 до +2‰. В данный интервал попадают значения $\delta^{11}\text{B}$ морских карбонатных и глинистых осадков, измененной океанической коры и не морских рассолов [16].

Со среднего силура до среднего девона район был подвержен вулcano-плутонической активизации, выразившейся в габбро-долеритовом дайковом комплексе с возрастом 423-427 млн. лет [10] и раннедевонском Ново-Алексеевском габбро-гранитном массиве, расположенном восточнее. Кроме этого, в окружении присутствуют ордовикские и девонские аповулканические и

кальцитового ответвления главной жилы [3]. В зальбандах аксинит-содержащих жил наблюдается небольшое зеленокаменное изменение габброидов вплоть до образования хлорититовой оторочки мощностью в доли миллиметра.

По обобщенным данным [6, 8, 13, 14] аксинит кристаллизуется в температурном интервале 300-520°C. Исходя из минеральной ассоциации, аксинит Первоуральского месторождения кристаллизуется при 300-400°C.

Микроэлементный состав и отношение изотопов бора в аксините определялись в лаборатории ФХМИ ИГГ УрО РАН на ИСП-масс-спектрометре ELAN-9000 после СВЧ-разложения и отгонки силикатной матрицы. При данной операции происходит потеря кремния и бора, содержание последнего в пробе падает с теоретических 6,44% до 0,142-0,55%. В качестве стандарта для изотопного исследования использовалась борная кислота с изотопным отношением

метаосадочные породы, содержащие карбонатную составляющую. В этих породах обычно несколько повышенное содержание бора, особенно в метапелитах. Фактически, метапелиты соответствует морским осадкам, обогащенным филлосиликатами, где бор концентрируется в процессе морского осаждения и литификации [17]. В течение метаморфизма бор высвобождается из глинистых минералов и захватывается главным образом турмалином, а также биотитом и мусковитом. Агентом извлечения бора из турмалинов метаморфогенно-осадочных толщ могли служить щелочные флюиды, связанные с базальтовыми магмами, либо высвободившиеся в результате дегидратации субдуцируемой океанической коры. На наш взгляд, габбро-гранитоидные массивы могли дать термический толчок для образования гидротерм в окружающих породах, а также переработать крупные ксенолиты карбонатных пород, хотя и не служили непосредственным источником флюида. Для подтверждения данной теории требуется провести определения возраста аксинитовой минерализации.

Автор благодарен Ю.В. Ерохину за предоставленный образец для исследования и Д.В. Киселевой за выполненные анализы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Об источниках бора Дальнегорского боросиликатного месторождения // Докл. РАН. Т. 423. № 2. 2008. С. 234-237.
2. Готтман И.А. О геохимических особенностях уральских горнблендитов // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 279-282.
3. Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С. Ферроаксинит из Первоуральского титаномагнетитового месторождения (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа – 2007. Под знаком марганца и железа. Мат-лы Всерос. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 71-74.
4. Ерохин Ю.В., Иванов К.С. Геохимия ультраосновных обломочных пород Среднего Урала (на примере Петровского рудника) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы науч. конф. X чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 206-208.
5. Зинькова Е.А., Феритатер Г.Б. Мигматиты габбро-диоритовой серии Верхисетского массива – ключ к пониманию происхождения его тоналит-трондьемитовой серии // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 127-134.
6. Карась О.А., Пахомова В.А., Залищак Б.Л. и др. Аксинит Дальнегорского боросиликатного и Южного полиметаллического месторождений Приморья: минеральные ассоциации и физико-химические условия образования // Тихоокеанская геология Т. 25. № 6. 2006. С. 90-97.
7. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов на формирование химического состава базальтов и plutонических пород рифта Палеоуральского океана // Литосфера. 2008. № 5. С. 54-83.
8. Некрасов И.Я., Каширцева Г.А. Условия гидротермального синтеза оловосодержащего аксинита // Докл. АН СССР. Т. 222. № 2. 1975. С. 440-443.
9. Раткин В.В., Ватсон Б.Н. Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение: геология и источники бора по данным изотопии (юг Дальнего Востока России) // Тихоокеанская геология Т. 25. № 6. 1993. С. 95-102.
10. Семенов И.В. Влияние мантийных плюмов на сегментарность, химический состав базальтов и плутонов рифта Палеоуральского океана // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 75-97.
11. Фоминых В.Г. Находка аксинита на Копанском титаномагнетитовом месторождении на Южном Урале // Труды Горно-Геологического института. Вып. 56. Минералогический сборник № 5. Свердловск: УФАН СССР, 1961. С. 99-100.
12. Формации титаномагнетитовых руд и железистых кварцитов (железорудные месторождения Урала) / Под ред. А. М. Дымкина. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 264 с.
13. Fuchs, Y., Ouyman, T. Hydrothermal synthesis of axinite and equilibrium conditions with Ca-tourmaline (uvite) // Eighth Intern. Sympos. Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Bergamo, Italy, 2000.
14. Novak M., Filip J. Ferroan magnesioaxinite from hydrothermal veins at Lazany, Brno Batholith, Czech Republic // Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte, Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 2002. P. 385-399.
15. Palmer, M.R., London, D., Morgan, G.B., Babb, H.A. Experimental determination of fractionation of ¹¹B/¹⁰B between tourmaline and aqueous vapor: a temperature- and pressure-dependent isotopic system // Chem. Geol. 1992. V. 15/ P. 123-129.

16. Palmer, M.R., Swihart, G.H., 1996. Boron isotope geochemistry: an overview // Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry / E.S. Grew, L.M. Anovitz (Eds.), Mineral. Soc. Am., Washington. Rev. Mineral. 33. P. 709-744.

17. Spears D.A. Boron in some British Carboniferous sedimentary rocks. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1965. V. 29. P. 315-328.

АПАТИТ ПИРОКСЕНИТОВ СУРОЯМСКОГО МАССИВА

Шагалов Е.С.*, **Холоднов В.В.***, **Пучков В.Н.****, **Киселева Д.В.***, **Жилин И.В.*****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
e-mail: shagalov@igg.uran.ru, holodnov@igg.uran.ru, kiseleva@igg.uran.ru*

***Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
e-mail: puchkv@anrb.ru*

****Челябинский государственный университет, Челябинск, Россия
e-mail: utemoff@rambler.ru*

APATITE FROM PYROXENITES OF SUROYAM MASSIF

Shagalov E.S.*, **Kholodnov V.V.***, **Puchkov V.N.****, **Kiseleva D.V.***, **Zhilin I.V.*****

**Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia
e-mail: shagalov@igg.uran.ru, holodnov@igg.uran.ru, kiseleva@igg.uran.ru*

*** Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia
e-mail: puchkv@anrb.ru*

****Chelyabinsk State University, Chelyabinsk, Russia
e-mail: utemoff@rambler.ru*

The concentrations of halogens and impurity elements in apatites in two types of ore pyroxenites of the Suroyam massif, based on cathodoluminescence and IR-spectroscopy methods are presented. A comparison with apatites of some other ultramafic massifs is given.

Суоямский массив с одноименным месторождением вкрапленных апатитсодержащих титаномагнетитовых руд находится в составе Нязепетровского аллохтона, расположенного в Уфимском амфитеатре, к западу от Главного Уральского разлома [5]. Массив относится к дунит-пироксенит-габбровой формации. По данным [4] породы массива подверглись кали-натровому метасоматозу, а в [9, 10] указывается на наличие крупных тел нефелиновых сиенитов в его структуре. Разброс К-Аг датировок [4] пород массива, 594-333 млн лет, может, хотя и не буквально, указывать на длительный диапазон его формирования (включая поздние метасоматические процессы калишпатизации). Однако полученная недавно изохрона по пироксениту и флогопиту определяет возраст соответствующей минеральной ассоциации весьма точно как 415.2 ± 1.1 млн. лет [8]. По данным [12], среди подобных ультрамафитовых комплексов массив имеет наибольшие концентрации редких и редкоземельных элементов.

Ниже приводятся первые результаты исследований образцов Суоямского массива, представленных В.Н. Пучковым, и отобранных им совместно с И.В.Жилиным. Образцы представлены крупно-гигантозернистыми флогопитовыми рудными пироксенитами (обр. 4 и 29) с разрозненными скоплениями титаномагнетита и среднезернистой разностью с сидеронитовой структурой (обр. 25).

В рудных пироксенитах содержится порядка 6,5 % апатита (среднее значение $P_2O_5 = 2,03\%$). В образце 29 апатита существенно больше, чем в других образцах. Апатит образует ксеноморфные сегрегации нескольких зерен, выполняя друзовые пустоты в породе. Размер сегрегаций в исследованных образцах составляет порядка 1 см^3 . Отмечаются и отдельные идиоморфные в