

**ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА  
В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ  
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, ЮЖНАЯ СИБИРЬ**

**Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н.**

*Томский государственный университет, Томск, labspm@ggf.tsu.ru*

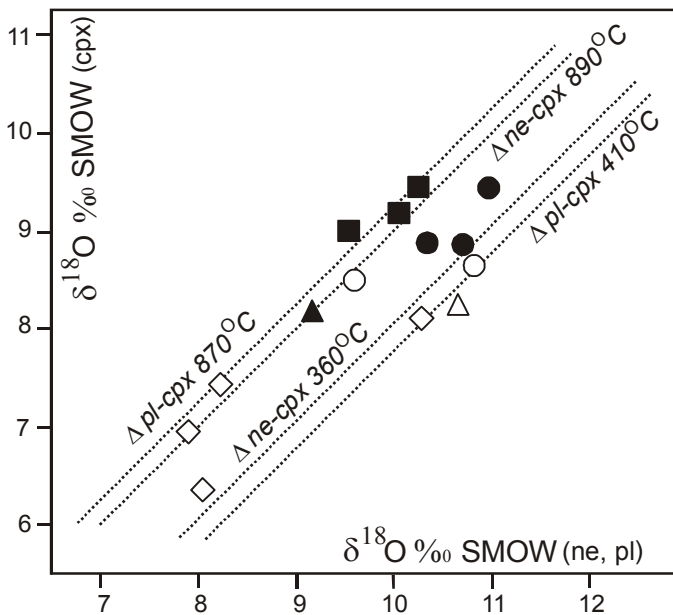
В пределах Кузнецко-Алатаусского террейна, являющегося фрагментом Центрально-Азиатского складчатого пояса, распространены небольшие по размерам (до 1-3 км<sup>2</sup>) дифференцированные щелочно-мафитовые интрузивы. Они приурочены к зонам разломов северо-западного и субмеридионального простирания, которые траассируются грабеноподобными структурами, выполненными вулканогенно-осадочными отложениями. На основании комплексного Sm-Nd-, Rb-Sr- и U-Pb-изотопного датирования установлено, что проявление щелочно-базитового магматизма носило пульсационный характер и происходило в кембрии (~500 млн. лет), силуре (~440 млн. лет) и девоне (~400 млн. лет). Несмотря на возрастные отличия, в петрографическом составе большинства плутонов преобладают субщелочные габброиды и тералиты, встречаются основные и ультраосновные фойдолиты, нефелиновые сиениты. Для раннепалеозойской ассоциации характерно проявление магматогенных кальциокарбонатитов. Отношения изотопов неодима в породах ( $\epsilon Nd_T \sim +7,2 \dots +3,4$ ) указывают на выплавление родоначальной магмы из вещества умеренно

*Таблица 1*

*Изотопный состав кислорода в породах и породообразующих минералах щелочно-мафитовых плутонов Кузнецкого Алатау*

Порода	Плутоны	Образец	$\delta^{18}O, \text{‰ (SMOW)}$			
			срх	не	pl	порода
Субщелочные габброиды	Кия-Шалтырский	44/86	7,6	–	–	–
		47/86	6,8	–	–	–
		43/86	6,6	–	–	–
		46/86	7,5	–	–	8,4
		45/86	–	–	–	8,0
		26/1	7,4	–	8,2	8,0
		25/2	8,1	–	10,2	10,5
	Дедовогорский	15/8	6,9	–	7,8	7,8
Верхнепетропавловский	6/239,6	6,3	–	8,0	7,5	
Тералиты, основные фойдолиты	Горячегорский	11/7	8,5	–	9,6	9,4
		10/7	–	–	–	8,5
	Верхнепетропавловский	15/94,4	8,6	–	10,8	9,6
		14/52,4	9,2	–	–	9,7
		ПТ-16	8,8	10,3	–	9,6
		ПТ-14	9,8	9,7	–	9,6
		4/60,8	8,8	10,7	–	–
43/77,5	9,4	11,0	–	10,7		
Ультраосновные фойдолиты (ийолиты, уртиты)	Кия-Шалтырский	20/7	9,1	10,0	–	10,0
		21/3	9,7	10,2	–	10,1
		22/12	–	–	–	9,3
		27/86	9,0	9,5	–	9,4
		29/86	9,4	–	–	9,7
		28/86	–	–	–	9,4
		10К	–	12,0	–	–
12К	–	8,4	–	–		
Фойяиты	Кия-Шалтырский	25/1	–	–	–	10,2
	Дедовогорский	15/4	8,2	9,2	10,6	10,3
	Верхнепетропавловский	6/38,8	9,3	–	–	10,8

*Примечание. срх – клинопироксен, не – нефелин, pl – плагиоклаз, (–) – нет данных. Измерения выполнены в ГИН РАН (Москва).*



**Рис. 1. Особенности фракционирования изотопов кислорода между клинопироксеном (срх), ассоциирующими нефелином (не; темные символы) и плагиоклазом (рл; светлые символы) в щелочно-мафитовых плутонах Кузнецкого Алатау.**

$\Delta ne-cpx = (\delta^{18}O_{ne} - \delta^{18}O_{cpx})$ ,  $\Delta pl-cpx = (\delta^{18}O_{pl} - \delta^{18}O_{cpx})$  – коэффициенты изотопного разделения  $\Delta^{18}O$  между минералами приведены для субщелочного габбро (ромбы), тералитов и основных фойдолитов (кружки), ийолитов и уртитов (квадраты), нефелиновых сиенитов (треугольники). Равновесные температуры и изотермы (точечный пунктир) рассчитаны по (Javoy, 1977; Matthews et al., 1983).

ющих клинопироксенах (7,2-9,3 ‰), полевых шпатах (8,6-10,6 ‰) и нефелине (9,2-10,7 ‰). Очевидно, что мантийные отношения изотопов кислорода ( $\delta^{18}O$  6,0±0,5 ‰, Taylor, Sheppard, 1986) не сохранились даже в клинопироксенах, обладающих наиболее «легким» составом. При сравнительно высоком уровне коровой контаминации в изверженных породах выявлен только один случай нарушения локального изотопного равновесия. Прецедентом послужила инверсированная ассоциация клинопироксена и нефелина (обр. ПТ-14,  $\delta^{18}O$  9,8 и 9,7 ‰ соответственно) в пегматоидном полевошпатовом ийолите Верхнепетропавловского массива. Это позволяет предполагать, что при формировании щелочных интрузий поступление корового материала в магматические системы происходило преимущественно на стадии расплава и вариации  $^{18}O/^{16}O$ -отношения не связаны с постмагматическими процессами. Обычно наблюдаемые в изученных породах масштабы фракционирования между сосуществующими минералами ( $\Delta^{18}O_{нефелин-пироксен} = 0,5-1,9$ ;  $\Delta^{18}O_{плагиоклаз-пироксен} = 0,8-2,4$ ) указывают на консервацию их изотопно-кислородных систем в широком температурном диапазоне ~ 400-900°C (рис. 1). По нашим данным, в карбонатах, ассоциирующих с щелочными породами, изотопное равновесие между кальцитом и магнетитом также могло наступать при высоких температурах ~700-800°C.

Таким образом, несмотря на исходно-мантийный магматический источник, подъем и эволюция материнских щелочно-базитовых расплавов происходили при взаимодействии с веществом коровой природы. Выявленные особенности изотопно-кислородного фракционирования свидетельствуют о поступлении коровых компонентов в магму еще на высокотемпературной стадии и о возрастании доли этого материала в продуктах ее более поздних производных.

Исследования поддержаны Министерством образования и науки РФ (АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы, проект 2.1.1/208, ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»), РФФИ (грант 10-05-00377).

деплетированной мантии типа HIMU или PREMA, которое сопоставимо с источниками суперплюма, инициировавшего ранне-среднепалеозойский базитовый магматизм Северной Азии. Для изотопного состава стронция характерны более широкие вариации ( $\epsilon Sr_T \sim +3,2...+27,4$ ). Предполагается, что обогащение радиогенным изотопом  $^{87}Sr$ , особенно в поздних интрузивных фазах, обусловлено коровой контаминацией расплавов в верхних горизонтах литосферы. Очевидно, об этом же свидетельствуют установленные нами повышенные значения  $\delta^{18}O$  в горных породах и минералах.

Изотопный состав кислорода определялся в клинопироксенах, полевых шпатах, нефелине и валовых пробах субщелочных и щелочных пород из 4-х интрузивных массивов, расположенных в северной и восточной частях Кузнецко-Алатаусского хребта (табл. 1). Величина  $\delta^{18}O$  в среднем закономерно увеличивается от 8,4 ‰ в ранних субщелочных габброидах до 9,6 ‰ в тералитах и фойдолитах и 10,4 ‰ в нефелиновых сиенитах. За небольшим исключением, аналогичная последовательность возрастания средних значений  $\delta^{18}O$  отмечается и в соответствующих пороодообразующих