

УДК 550.93(571.62)

Sm–Nd И Rb–Sr (ID-TIMS)-ДАТИРОВАНИЕ АПАТИТ-ФЛОГОПИТОВЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ В ДУНИТОВОМ “ЯДРЕ” КОНДЁРСКОГО МАССИВА НА АЛДАНСКОМ ЩИТЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2012 г. А. А. Ефимов, Ю. Л. Ронкин, К. Н. Малич, Г. А. Лепихина

Представлено академиком С.Л. Вотяковым 22.02.2012 г.

Поступило 11.03.2012 г.

Открытые в начале 1950-х гг. на Алданском щите небольшие массивы (Кондёрский и др.), сложенные дунитами с самородной платиной, представляют собой выходы мантийных диапиров, интродуцирующих архейский кристаллический фундамент и рифейский осадочный чехол платформы. Возможно, это апофизы более крупных масс, на каком-то этапе подъема приобретавшие энергетически выгодную форму вертикального штока (дунитовой “трубки”) небольшого диаметра. Множество данных подтверждает вещественную идентичность платформенных (алданских) и давно известных “геосинклинальных” (уральских) платиноносных дунитов [7, 9, 12 и др.].

Для Платиноносного пояса Урала геологические данные и изотопные U–Pb-датировки показали, что дунитовые тела представляют собой тектонические блоки исходно архейского (около 2.7 млрд лет) вещества, интегрированные в структуру 1000-километрового пояса и не имеющие генетической связи с габбро [5, 8]. Для алданских массивов надежные данные о времени генерации дунитов отсутствуют, но можно предполагать по аналогии с уральскими объектами, что оно могло быть столь же древним.

Траектория перемещения и термальной эволюции мантийных диапиров, в целом остается недостаточно ясной. Она может быть реконструирована по частям: путем датирования геологически достаточно ясно проявленных событий, промежуточных между временем зарождения диапира и временем его внедрения в толщи осадочного чехла. К числу таких событий следует отнести образование в дунитовом “ядре” Кондёрского массива не связанной с внешним клинопироксенитовым кольцом зоны метасоматического развития (“metasomatic domain” [14]) рудных

пироксенитов с апатитом и флогопитом (далее – АФП). Последние назывались также косьвитами¹ и щелочными метасоматитами апатит-флогопит-магнетит-клинопироксенового состава [1]. В настоящей работе авторы сконцентрировали свое внимание на изучении Rb–Sr и Sm–Nd изотопной систематики АФП, для которых ранее были получены противоречивые K–Ar-датировки 650, 250 и 107 млн. лет [4, 11].

Кондёрский массив выходит в центре образовавшейся при его внедрении морфоструктуры, напоминающей вулканический кратер диаметром около 8 км. Дунитовое тело размерами в плане 5.2 × 6.1 км окружено маломощной, обычно до 150 м, пироксенитовой оторочкой, кольцевая форма которой возникла, вероятно, при перемещении диапира как энергетически наиболее выгодная. По данным гравиметрии до глубин порядка 10 км массив имеет форму вертикального цилиндрического штока [7]. В породах штока наблюдаются признаки пластического течения, дробления и рекристаллизации, а во вмещающих терригенных породах – признаки термального воздействия (роговики), указывающие на внедрение всей пироксенит-дунитовой массы в виде твердого, горячего тела. Наблюдается метасоматическая зональность, подобная детально описанной для Платиноносного пояса Урала [6]. По мере приближения к контакту дунитового ядра с пироксенитовым кольцом дуниты сменяются железистыми оливиновыми породами (метадунитами), а затем – верлитами и клинопироксенитами, в которых преобладают клинопироксен и железистый оливин с примесью титаномагнетита и желе-

¹ Редко применяемый на Урале термин Л. Дюпарка “косьвит” обозначает рудные пироксениты так называемого качканарского типа, существенно состоящие из клинопироксена, оливина, магнетита и зеленой шпинели. Однако авторы работ, посвященных Кондёрскому массиву, называют косьвитами как рудные пироксениты внешнего кольца, отвечающие определению Л. Дюпарка, так и рудные апатит-флогопитовые пироксениты внутренней зоны, не сходные с уральским косьвитом.

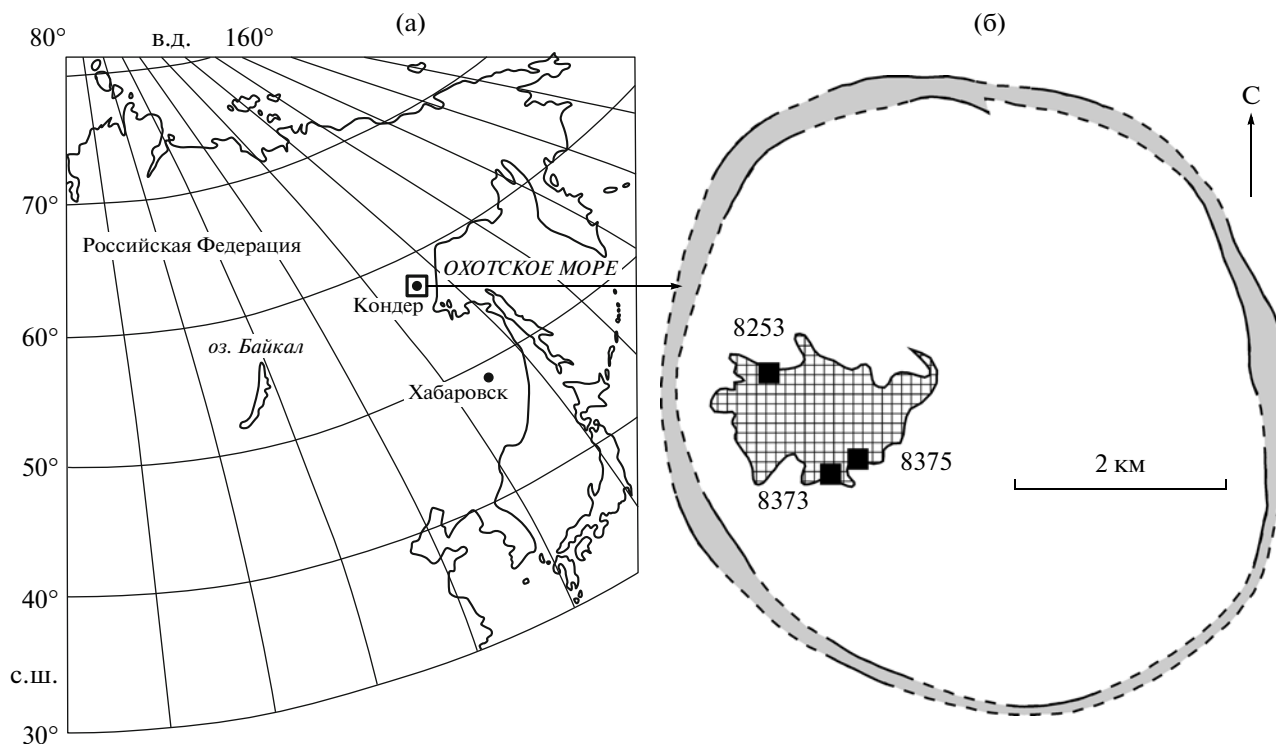


Рис. 1. Локализация (а) и схема (б) строения Кондёрского массива с указанием точек отбора образцов апатит-флогопитовых клинопироксенитов 8253, 8373 и 8375. Контуры дунитового ядра и внешнего пироксенитового кольца (серая заливка) изображены по данным авторов статьи (сплошные участки линий – более достоверные, чем штриховые). Заштрихован приблизительный контур площади с выходами апатит-флогопитовых пироксенитов (по данным [12]).

ной шпинели, изредка образующих рудные скопления. Щелочные породы образуют сеть жил разной мощности в дунитах и пироксенитах.

АФП слагают в западной части массива, между ручьями Прямым и Трезубцем, две группы хорошо обнаженных скальных выходов (рис. 1). Это штокверк жил, пронизывающих дуниты, среди которых обычны флогопитсодержащие разности. Мощность жил различна, от нескольких сантиметров до 3–4 м. Протяженность колеблется от 1–2 до десятков метров; чередуются разности от мелко- и среднезернистых до пегматоидных, в которых флогопит встречается в виде пластин диаметром до 10 см, апатит образует призматической до 2 см, а титаномагнетит часто слагает гнезда и шпирсы. Судя по отчетливой положительной магнитной аномалии размерами около 1.5×3 км, обнаженные участки соединяются на глубине более редкой сетью жил АФП, а также связаны со скоплением АФП, обнаруженных в 800-метровой скважине, пробуренной в центре массива [10]. В разрезе скважины на глубинах 100–300 м наблюдается зона жил АФП в дунитах (отношение пироксенит/дунит, примерно, 1 : 1). В интервале 300–780 м пироксениты преобладают над дунитами, слагающими реликтовые блоки или полосы между жилами (отношение пироксенит/дунит от 4 : 1 до 50 : 1).

По химическому составу АФП резко отличаются от пироксенитов внешнего кольца высокими содержаниями щелочей, фосфора и редких элементов (табл. 1, рис. 2). Минеральный состав АФП по данным [3, 9, 14] колеблется в широких пределах. Они содержат 20–45% клинопироксена, 10–40 флогопита, 5–25 апатита, 10–40% титаномагнетита и ильменита, а также титаномагнетитовые жилы. Клинопироксен обычно включает до 2.4 мас. % Al_2O_3 в четверной координации и менее 1 мас. % TiO_2 . Присутствуют различные типы клинопироксена – от бесцветного и светло-коричневого диопсида (железистость 8–11%) до зеленого эгирин-авгита (железистость 13–21%), содержащего > 1 мас. % Na_2O . Флогопит имеет широкий диапазон состава (по железистости – от 9 до 26%, по содержанию TiO_2 – от 0.1 до 3 мас. %). Рудный минерал представляет собой многофазную систему, в которой преобладает магнетитовая матрица с вросками ильменита, содержащая от 0.5 до 5 мас. % TiO_2 и до 0.5 мас. % V_2O_5 , выделения ульвошпинели и шпинели. Кроме перечисленных, для АФП обычны акцессорные минералы – Са-карбонат, перовскит, титанит, рутил, Mg-ильменит и сульфиды.

Для изотопных исследований из упомянутых природных выходов между ручьями Прямым и

Таблица 1. Химический состав изученных образцов апатит-флогопитовых клинопироксенитов (петрогенные оксиды – мас. %, микроэлементы – г/т)

Оксид	№ образца			Микро-элемент	№ образца			Микро-элемент	№ образца	
	8253	8373	8375		8253	8373	8375		8253	8375
SiO ₂	35.44	38.39	36.25	F	45.50	28.96	34.00	Eu	1.93	2.84
TiO ₂	2.04	2.30	2.06	Cr	20		20	Gd	6.1	9.2
Al ₂ O ₃	9.62	15.01	9.92	Co	90		80	Tb	0.72	1.05
Fe ₂ O ₃	21.32	14.28	19.91	Rb	143		169	Dy	3.77	5.3
MnO	0.22	0.17	0.25	Sr	317		446	Ho	0.65	0.88
MgO	13.05	17.89	13.01	Y	14.7		20.2	Er	1.44	1.9
CaO	12.13	1.26	10.60	Zr	16.1		14.2	Tm	0.159	0.205
Na ₂ O	0.64	0.78	0.67	Nb	1.16		1.33	Yb	0.86	1.04
K ₂ O	3.00	9.02	4.34	Cs	0.97		0.97	Lu	0.123	0.144
P ₂ O ₅	2.04	0.21	2.81	Ba	681		881	Hf	0.76	0.67
П.п.п.	1.37	1.79	1.24	La	16.1		27.4	Ta	0.083	0.092
Сумма	100.87	101.10	101.06	Ce	41.6		69	Pb	2.24	1.68
				Pr	6.3		10.2	Th	0.371	0.56
				Nd	31.4		50	U	0.074	0.099
				Sm	6.7		10			

Примечание. Анализы на микроэлементы выполнены методом ICP MS в Университете Монпелье 2, Франция [14].

Трезубцем взяты образцы апатит-флогопитовых пироксенитов № 8253, 8373, 8375 (см. рис. 1), из которых традиционными методами с применением концентрационного стола, изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей были выделены мономинеральные фракции клинопироксена, флогопита и апатита. Химическая характеристика изученных образцов приведена в табл. 1.

Определение концентраций Rb, Sr, Sm, Nd и отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd выполнялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления (ID), путем кислотного разложения смесей исходных образцов и смешанных трассеров ⁸⁵Rb+⁸⁴Sr, ¹⁴⁹Sm+¹⁵⁰Nd с последующим анализом с помощью прецизионного термоионного (TIMS) мультиколлекторного анализатора Triton Plus [2].

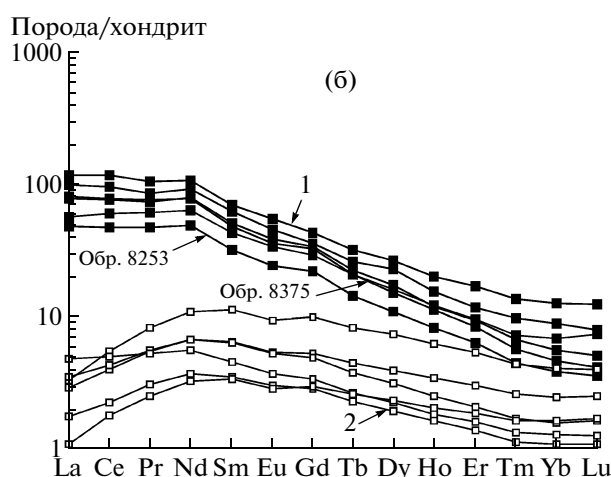
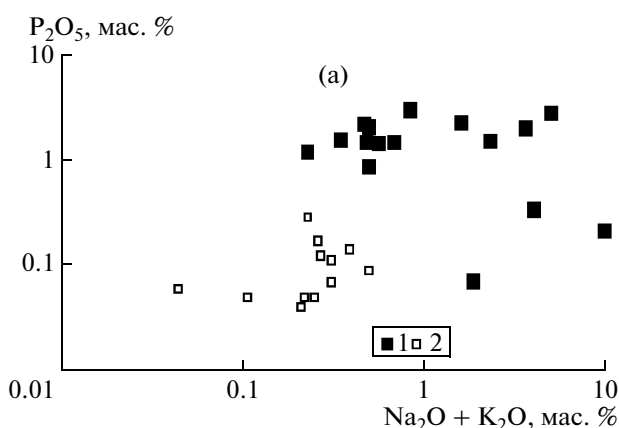


Рис. 2. Диаграммы, иллюстрирующие резкие химические различия между двумя типами клинопироксенитов Кондёрского массива: а – по содержаниям щелочей и фосфора (1 – АФП; 2 – клинопироксениты внешнего кольца), б – по содержаниям и спектрам редких земель.

Таблица 2. Изотопные Rb–Sr-данные для апатит-флогопитовых клинопироксенитов

Образец	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	Возраст, млн лет	<i>IR</i>
8253Wr	150	289	1.505	0.015	0.705765	0.000029	127.5 ± 1.4	0.703037 ± 0.000058
8253Phl	375	165	6.58	0.053	0.714964	0.000021		
8373Wr	323	159	5.86	0.047	0.71353	0.000022	129 ± 17	0.7028 ± 0.0015
8373Phl	355	161	6.39	0.051	0.714502	0.000024		
8375Wr	234	480	1.411	0.011	0.705588	0.000025	127.7 ± 1.4	0.703027 ± 0.000048
8375Phl	324	142	6.61	0.053	0.715024	0.000022		

Примечание. Phl – флогопит; Wr – порода в целом. *IR* – начальное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН [2].

Наблюдаемые концентрации Rb, Sr в исследованных образцах характеризуются интервалами (табл. 2) 150–323, 159–480 г/т для валовых составов пироксенитов и 324–375, 142–165 г/т для

флогопитов. Диапазон вариаций отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для флогопитов 6.39–6.61, для валовых составов 1.411–5.86. Данные для пироксенитов в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ аппроксимиру-

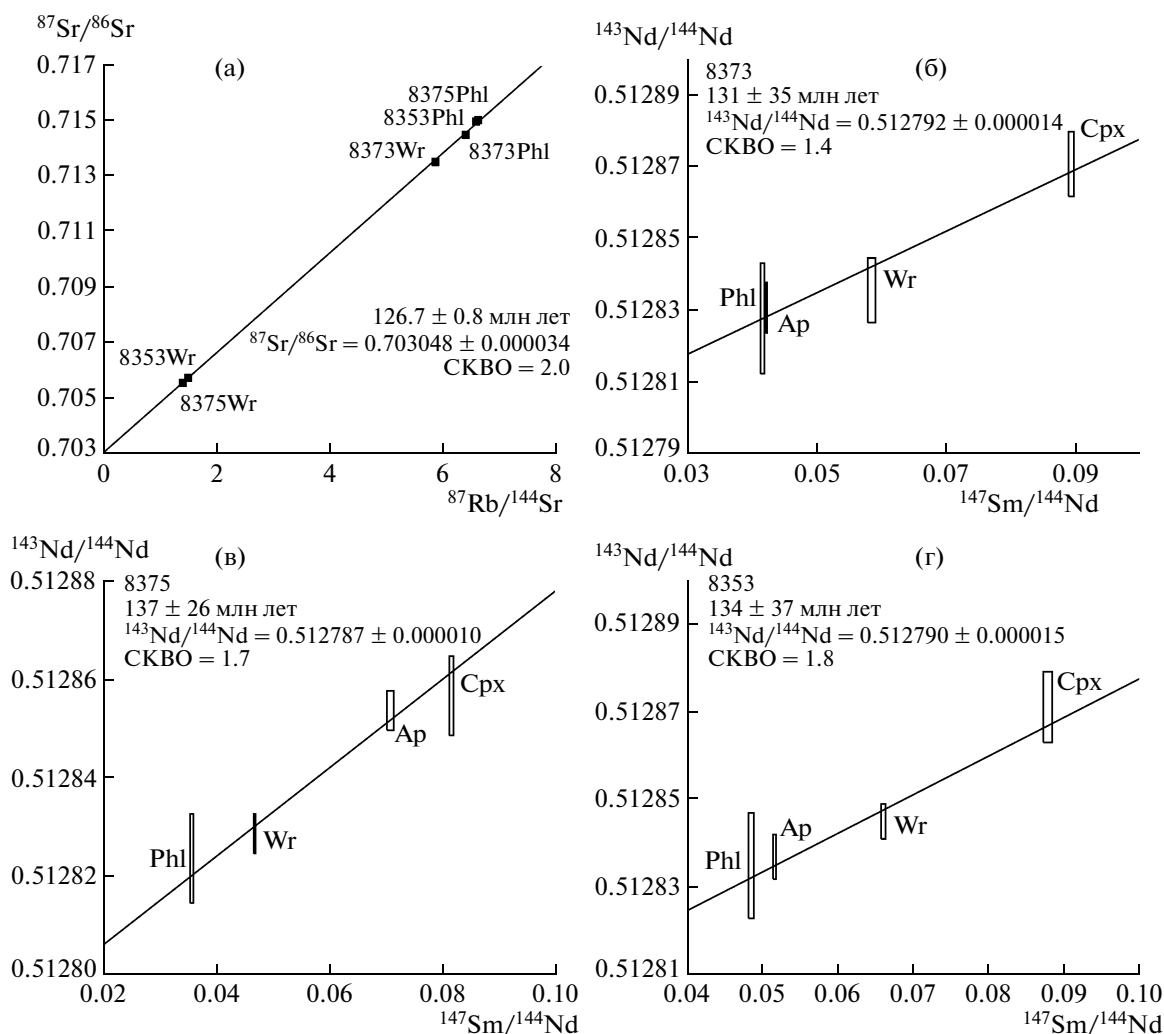


Рис. 3. Rb–Sr и Sm–Nd эволюционные зависимости для образцов апатит-флогопитовых пироксенитов (Wr) и их минеральных составляющих (Phl – флогопит; Ap – апатит; Cpx – клинопироксен) Кондёрского массива: а – Rb–Sr-данные (размеры прямоугольников фигуративных точек соответствуют погрешностям по осям координат); б, в, г – Sm–Nd-данные.

Таблица 3. Изотопные Sm–Nd-данные для апатит-флогопитовых клинопироксенитов

Образец	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$
8373Phl	0.142	2.07	0.0416	0.0003	0.512828	0.000015	6.3
8373Ap	37.9	543	0.0423	0.0001	0.512831	0.000007	6.4
8373Wr	0.277	2.86	0.0585	0.0006	0.512836	0.000009	6.2
8373Cpx	1.14	7.68	0.0894	0.0004	0.512871	0.000009	6.4
8253Phl	0.0410	0.513	0.0484	0.0003	0.512835	0.000012	6.4
8253Ap	44.3	520	0.0515	0.0002	0.512837	0.000005	6.4
8253Wr	4.82	44.2	0.0659	0.0003	0.512845	0.000004	6.3
8253Cpx	1.20	8.29	0.0877	0.0006	0.512871	0.000008	6.5
8375Phl	0.256	4.35	0.0356	0.0003	0.512824	0.000009	6.5
8375Wr	4.16	53.9	0.0467	0.0001	0.512829	0.000004	6.4
8375Ap	66.6	569	0.0707	0.0006	0.512854	0.000004	6.5
8375Cpx	0.930	6.90	0.0815	0.0004	0.512857	0.000008	6.3

Примечание. Phl – флогопит; Ap – апатит; Cpx – клинопироксен; Wr – порода. Значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ вычислены, исходя из соответствующих изохронных возрастов (см. рис. 3). Параметры CHUR: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636$.

ются изохроной (СКВО=0.13) с возрастом $126.7 \pm \pm 0.8$ млн лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703074 \pm 0.000043$. Rb–Sr-возрасты, определенные для пар пироксенит–флогопит, имеют довольно узкий интервал значений – 127.5–129 млн лет, совпадая в пределах погрешности с изохронным возрастом, найденным по валовым составам пород, что допускает вычисление Rb–Sr-возраста по всей совокупности аналитических данных. В этом случае возраст 126.7 ± 0.8 млн лет определяется эволюционной зависимостью (СКВО = 2.0) с начальным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.703048 \pm 0.000034$ (рис. 3а).

Экспериментальные Sm–Nd-данные для тех же образцов пироксенитов и выделенных из них минеральных фракций представлены в табл. 3. Относительно небольшой диапазон вариаций отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.0356–0.0894) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, (0.512824–0.512871), которым в том числе определяется значительная погрешность датирования, накладывал определенные ограничения на аналитические процедуры. Среди них необходимо отметить предварительное определение концентраций Sm и Nd методом FS HR ICP-MS [13] для минимизации погрешностей изотопного разбавления, а также концентрирование путем осаждения гидроксида железа аммиаком.

В целом модальные значения Sm–Nd-возрастов от 131 ± 35 до 137 ± 26 млн лет в пределах погрешностей перекрываются между собой и не противоречат Rb–Sr-датировкам (рис. 3б–г). Помимо равенства углов наклона линий регрессий в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, полученные Sm–Nd-данные для всех проб демонстрируют также практическое совпадение начальных отношений $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ 0.512792 ± 0.000014 , 0.512790 ± 0.000015 , 0.512787 ± 0.000010 , что в

терминах “хондритовой” модели CHUR соответствует высоким значениям $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.3$ – $+6.4$, характерным для деплетированного источника. Этому выводу не противоречат и значения первичных отношений изотопов Sr (табл. 2).

Полученные данные датируют позднее событие в истории Кондёрского диапира – образование апатит-флогопитовых рудных пироксенитов внутри дунитового ядра в диапазоне 130–140 млн лет, которое можно соотносить по времени с эпохой мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита [4, 9, 10 и др.]. Они не дают представления о времени генерации платиноносного дунита, которое может быть гораздо более древним, на что указывает позднеархейский возраст цирконов в дунитах Платиноносного пояса Урала [8]. Менее сложным кажется вопрос о времени внедрения (по-видимому, менее 130 млн лет) алданских диапиров в осадочный чехол щита. Такой вывод согласуется с тем, что слабо эродированная морфоструктура Кондёрского массива большинством исследователей признается относительно молодой, мезозойской [4, 9, 12 и др.].

Авторы выражают признательность О.П. Лепихиной и Н.Г. Солошенко за помощь в аналитических работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богомолов М.А. В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312–364.
2. Вотяков С.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. и др. В сб.: Ежегодник-2010. Информационные материалы ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2011. С. 203–208.

3. *Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др.* Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива М.: Наука, 1994, 176 с.
4. *Ельянов А.А., Моралев В.М.* // ДАН. 1961. Т. 141. № 3. С. 687–689.
5. *Ефимов А.А.* // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
6. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
7. *Ефимов А.А., Таврин И.Ф.* // ДАН. 1978. Т. 243. № 4. С. 991–994.
8. *Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л.* // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
9. *Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др.* Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
10. *Орлова М.П.* // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 80–88.
11. *Пушкарев Ю.Д., Костоянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С.* // Регион. геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
12. *Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.* Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 120 с.
13. *Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Голик С.В.* // В сб.: Ежегодник-2004. Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 423–433.
14. *Burg J.P., Bodinier J.-L., Gerya N., et al.* // J. Petrol. 2009. V. 50. № 2. P. 289–321.