

# Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМА ЧИНЕЙСКОГО АНОРТОЗИТ-ГАББРОНОРИТОВОГО ПЛУТОНА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Гонгальский Б.И., Суханов М.К., Гольцман Ю.В.

*ИГЕМ РАН, Москва, [kgrt-61@ya.ru](mailto:kgrt-61@ya.ru)*

Среди проблем генезиса эндогенных месторождений особенно выделяется проблема происхождения крупных и суперкрупных месторождений рудных полезных ископаемых, связанных с расслоенными базит-ультрабазитовыми плутонами. До сих пор дискуссионными являются вопросы образования расслоенности в таких массивах, происхождение руд и источников родоначальных магм. Современные изотопные методы успешно используются для выяснения генезиса таких массивов, определения их изотопного возраста и происхождения руд. Весьма информативным для изучения базит-ультрабазитовых ассоциаций является Sm-Nd метод, сравнительно недавно получивший широкое распространение. Ультраосновные и основные магматические породы практически не содержат циркона – основного минерала для изучения U-Pb изотопной системы. Использование Rb-Sr метода также затруднено из-за незначительных содержаний Rb и больших количеств нерадиогенного стронция. Sm-Nd метод позволяет не только определить изотопный возраст, но и получить информацию о коровом или мантийном происхождении родоначальных магм.

Получены первые Sm-Nd изотопные данные для одного из крупнейших в Сибири и представляющего промышленный интерес из-за больших запасов железо-титан-ванадиевых, медных и золотых руд Чинейского массива.

Титаномагнетитовые руды Чинейского массива были обнаружены в 1938 г. М.Н. Петрусевичем и Л.И. Казик при геологических исследованиях вдоль трассы БАМ. В последующие годы проводилось изучение титаномагнетитовых, медно-сульфидных и платинометалльных руд производственными организациями. Массив изучался также учеными академических и отраслевых институтов, опубликовано четыре монографии (Лебедев, 1961; Конников, 1987, Гонгальский, Криволицкая, 1993, Татаринев и др., 1998), статьи и отчеты. До настоящего времени многие вопросы его строения являются дискуссионными. Это относится к объяснению расслоенности и ритмичности, присутствию мономинеральных разновидностей пород главных породообразующих минералов, совмещении в пространстве промышленных концентраций оксидных и сульфидных руд и др.

В строении Чинейского массива мы выделяем 4 группы пород, образованных в результате не менее четырех этапов магматической деятельности. Первая группа представлена ксенолитами пироксенитов, измененных габброидов и анортозитов. В строении пород 2 группы выделяется две серии (титаномагнетит-габбровая, нижняя и лейкогаббровая, верхняя). Они образуют несколько пачек с закономерным изменением составов снизу вверх и многочисленных ритмов, составы которых варьируют от титаномагнетитов и пироксенитов до анортозитов. Породы 3 группы (габброноритовая серия) образованы при более позднем внедрении магниезальных расплавов в приподошвенную часть ранее сформированного массива высокотитанистых пород, а также силлами и дайками в средней и верхней части массива. В основной части пород 3 группы также выделяются пачки и ритмы с изменениями составов от ортопироксенитов до лейкогаббро. К 4 группе отнесены дайкообразные тела и силы, приуроченные к припошвенной части представленные слюдястыми лампрофирами, с которыми ассоциируют залежи экзоконтактовых сульфидных руд с аномальными концентрациями металлов платиновой группы.

В центральной части массива расположены месторождения титаномагнетитовых руд (Магнитное и Этырко), в контактовой зоне месторождения медно-сульфидных руд с месталлами платиновой группы, золота и серебра. В непосредственной близости медь-золото-серебряные месторождения (Правоингамакское и Сакинское) и суперкрупное Удоканское серебряно-медное месторождение.

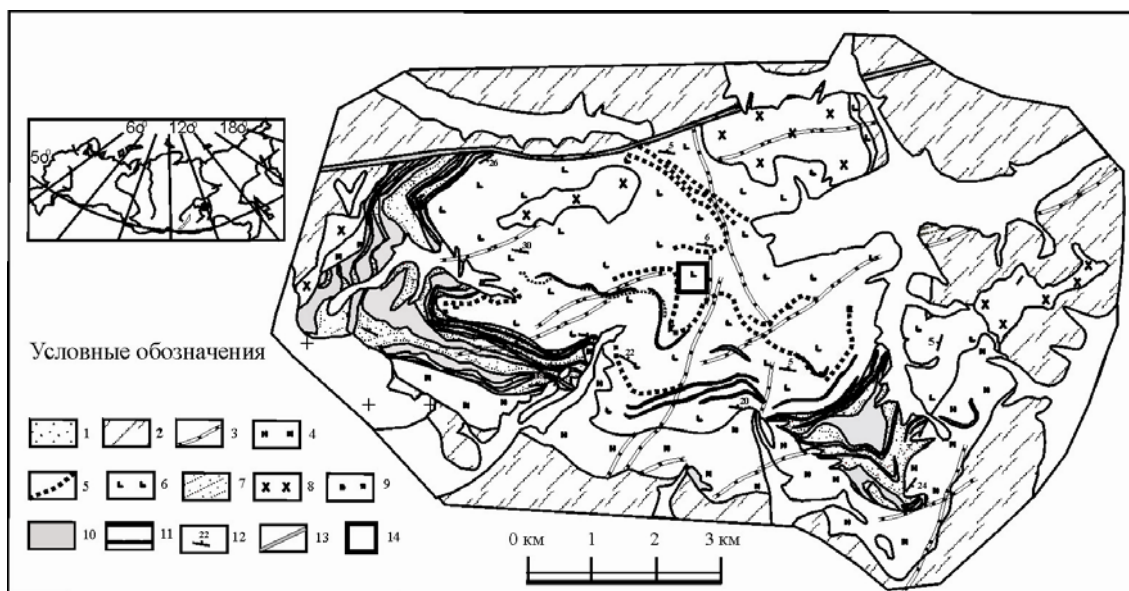


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Чинейского массива

1 - четвертичные отложения; 2 - нижнепротерозойские отложения удоканской серии; 3- разновозрастные дайки основного состава; 4 – 12- породы чинейского комплекса: 4 - породы габброноритовой серии, 5 - анортозиты, 6 - породы лейкогаббровой серии, 7 - породы титаномагнетит-габбровой серии, 8 - монцодиориты, 9 - пироксениты (ксенолиты), 10- богатые титаномагнетитовые руды, 11 – горизонты титаномагнетитовых руд в лейкогаббровой серии; 12 - элементы залегания расслоенности; 13 - Ингамакитский разлом; 14 – Место отбора проб.

На массиве не проводилось до настоящего времени изотопных исследований. До 2007 года были известны несколько К-Ag датировок с интервалом от 1,1 до 2,7 млрд. лет. Раннепротерозойский возраст принимался на основании геологических взаимоотношений (прорывание габброидами Чинейского массива нижнепротерозойских терригенно-осадочных отложений удоканской серии), Rb-Sr датированию по амфиболу 1,83 млн.л., Ar/Ar возрасту биотитов из пород восточной апофизы  $1880 \pm 16$  млн. лет (Поляков и др., 2007).

Пробы отобраны из нижней части лейкогаббровой серии, где среди массивных габбро, габброноритов наблюдаются слои и линзы анортозитов и ассоциирующих с ними титаномагнетитов (рис. 1).

Для определения Sm-Nd изотопного возраста Чинейского плутона использовался довольно редкий метод получения изохроны по валовым пробам. Обычно при датировании комплексов используется метод датирования по минеральным изохронам, т.е. изохрона строится по результатам определения изотопного состава минералов из одного образца. Однако при этом может быть получен не возраст магматической кристаллизации, а возраст метаморфизма или метасоматического преобразования. В случае построения изохроны по валовым пробам нескольких пород этого можно избежать, поскольку порода в целом является закрытой изотопной системой. Однако использование такого метода связано со значительными трудностями. Огромные массы магмы при внедрении и остывании в верхних горизонтах коры подвергаются значительной контаминации и изотопный состав пород из различных частей крупного массива могут существенно отличаться. Опыт датирования огромных массивов анортозитов массивного типа показал, что для получения изохроны по валовым составам пород необходимо проводить отбор проб на сравнительно небольшом участке, обнажении в несколько сотен метров (Розен и др., 2000). При этом необходимо определить такой участок массива, где обнажаются неизменные породы контрастного состава, например анортозиты и ультрабазиты. Это предполагает предварительное картирование и составление разрезов. В результате детального изучения Чинейского массива был определен такой участок, расположенный (рис.1).

Для изотопных исследований были отобраны пять проб типичных для массива пород: анортозиты, габбронорит, рудный габбронорит, рудное габбро (табл.1).

## Изотопный состав пород Чинейского массива

породы Чинейского массива						
образец	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}^T$	$T_{\text{мод}}$
	ppm	ppm	$\pm 2\delta$	$\pm 2\delta$		млн.лет
6041-1	0,78	4,1	0,1149 $\pm$ 2	0,511405 $\pm$ 10	-4,6	2290
6041-2	1,68	8,8	0,1156 $\pm$ 2	0,511424 $\pm$ 9	-4,5	2270
6041-4	0,54	2,5	0,1303 $\pm$ 3	0,511587 $\pm$ 13	-4,8	2400
6041-3	1,09	3,6	0,1842 $\pm$ 4	0,512263 $\pm$ 11	-4,4	*
6041-5	2,05	8,5	0,1453 $\pm$ 3	0,511757 $\pm$ 8	-5,0	2600

\* модельный возраст для данного образца неопределен, поскольку отношение  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в этой породе мало отличается от соответствующего отношения в CHUR (0.1967)

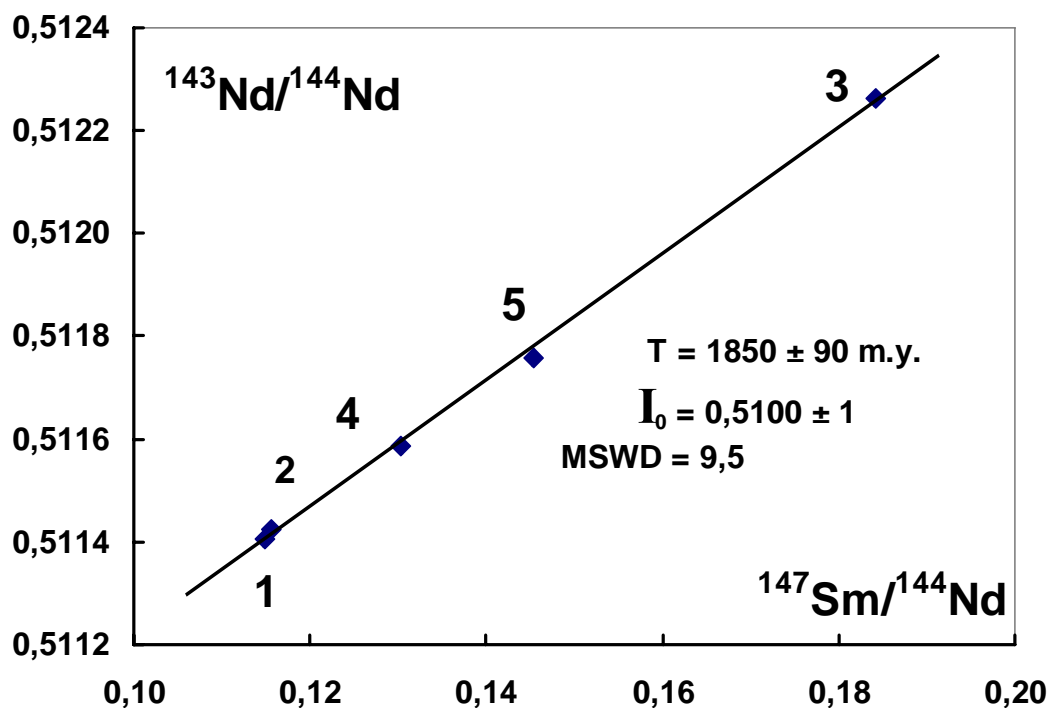


Рис. 2. Изохронная Sm-Nd диаграмма для пород Чинейского массива

Анортозиты содержат 24 – 26%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , однако по содержанию железа один из образцов (6041-1) относится к особой группе пород названных чинитами – плагиоклазитов с большим количеством титаномагнетита, что выражается в высоком содержании железа – 13,48%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и титана 2,11%  $\text{TiO}_2$ . Такой тип пород отличается от обычных анортозитов и низкими содержаниями калия (0,36%  $\text{K}_2\text{O}$  против 1,22% в обычных анортозитах). Содержания главных петрогенных элементов в габбронорите обычны для такого типа пород. Самые высокие содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в рудном габбронорите 30,63 и 3,79% соответственно по сути это руда с содержанием ванадия 1350 г/т. Рудное габбро содержит 20,04%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 2,29%  $\text{TiO}_2$  и 271 г/т V.

Спектры распределения редких элементов анализированных пород очень близки к таковым для главных двух групп пород Чинейского массива (Гонгальский и др., 2008), что

указывает на генетическое родство этих пород и их принадлежность к продуктам дифференциации одной исходной магмы. Структура этих спектров типологически близка к таковым для составов континентальной коры, которые характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов (крутой наклон спектров в левой его части, наличием отрицательной Ta-Nb и положительной Pb аномалий, а также сильной положительной Ti аномалией. Лишь спектры пород габброноритовой серии отличаются отсутствием последней, что вполне логично объясняется низкими концентрациями Fe-Ti оксидов.

Изотопный состав Sm и Nd измерялся в ИГЕМ РАН на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Sector 54. В качестве стандарта использовался образец Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Nd ИГЕМ) с изотопным отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512407$ . Это отношение строго увязано с отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в международном стандарте изотопного состава Nd La Jolla, в результате многократных измерений обоих стандартов. Для измерения содержаний в образцах Sm и Nd методом изотопного разбавления и отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  использовался смешанный Sm-Nd трассер, обогащенный изотопами  $^{149}\text{Sm}$  и  $^{150}\text{Nd}$ .

Результаты определения изотопного состава изученных пород приведены в табл. 1, изохрона, построенная по этим данным (рис. 2), указывает на возраст их образования  $1850 \pm 90$  млн. лет, что хорошо согласуется с полученными недавно данными по возрасту массива U-Pb методом, 1,86 млрд. лет (Попов и др., 2008),  $\epsilon\text{Nd}$  для данного возраста варьирует от -4,4 до -5,0. Изученные породы не несут признаков регионального метаморфизма, поэтому можно считать, что полученный изохронный возраст соответствует времени их кристаллизации.

По сравнению с другими расслоенными интрузивными комплексами Чинейский плутон характеризуется наиболее низкими значениями  $\epsilon\text{Nd}(T)$ . Так для протерозойских расслоенных массивов Балтийского щита (Мончеплутон, Ярва-Варакский, Бураковский и другие массивы, возраст которых составляет 2,4 млрд лет) эти значения варьируют от +1,18 до -2,98. (Смолькин и др., 2004). Для Стиллуотерской расслоенной интрузии (возраст 2,7 млрд.лет) установлены значения  $\epsilon\text{Nd}$  -3,2 - -0,8 для ультрамафических кумулатов и -0,7 - +1,7 для анортозитовых (Lambert D.D., Morgan J.W., et al. 1989). Большие отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(T)$  свидетельствуют о значительной роли контаминации коровым материалом родоначальных магм Чинейского плутона, что могло сказаться на специфике его рудной специализации

## Литература

- Гонгалский Б.И., Н.А. Криволицкая, А.А.Арискин, Г.С.Николаев. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. №4.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых // Том 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН. 2006.
- Попов Н.В., А.Б.Котов, Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. 2008. (в печати).
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т.47, №12. С. 1227-1241.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибилова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т.41, N2, с.163-180.
- Смолькин В.Ф. Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 2. Апатиты, КНЦ РАН. 2004, 177 с.
- Lambert D.D., Morgan J.W., Walker R.J., Shirey S.B., Carlson R.W., Zientek M.L., Koski M.S. Rhenium-osmium and samarium-neodymium isotopic systematics of the Stillwater Complex // Science 244, 1989, 1169-1174 p.