

В. М. МОРАЛЕВ, С. Н. ВОРОНОВСКИЙ, Л. С. БОРОДИН

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КАРБОНАТИТОВ И СИЕНИТОВ ЮЖНОЙ ИНДИИ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 10 VII 1974)

Одним из интересных геологических открытий последних лет явилась находка карбонатитов на крайнем юге Индостанского полуострова, в пределах штата Тамил-Над (бывший штат Мадрас). В отличие от хорошо известного массива карбонатитов Амба Донгар, расположенного на севере Индии (штат Гуджарат) и принадлежащего к образованиям эоценовой эпохи магматизма, карбонатиты южной Индии датировались как докембрийские. Эта датировка основывалась на единственном радиологическом определении  $720 \pm 30$  млн лет (743 млн лет по константам, принятым в СССР), выполненном калий-аргоновым методом для слюдяного пироксенита массива Коратти (Севатур), предположительно имеющего такой же возраст, как сиениты и карбонатиты (1).

Новые материалы по геологии карбонатитовых массивов южной Индии, полученные авторами в процессе полевых работ, проведенных совместно с индийскими коллегами в 1968—1970 гг. (2), и радиологические определения возраста серии образцов позволяют более обоснованно оценить их возраст и генетические связи.

Карбонатиты южной Индии пространственно ассоциируют с массивами щелочных сиенитов (комплекс Елагйри), залегающих среди глубоко метаморфизованных архейских гнейсов, гранито-гнейсов и чарнокитов. Щелочные сиениты образуют серию овальных в плане штокообразных массивов, размером от нескольких сот метров до 10—15 км. В приконтактных частях некоторых массивов располагаются серповидные или линзовидные тела ультраосновных пород — дунитов и пироксенитов, так что в целом образуются как бы кольцевые комплексы, в пределах которых располагаются и карбонатиты. Последние представлены обычно мелкими жильными или линзовидными телами, залегающими вблизи или внутри массивов сиенитов. Наиболее крупное линзовидное тело карбонатитов Коратти имеет длину около 2 км, при ширине от 30 до 200 м.

Наблюдавшиеся геологические соотношения позволили установить следующую последовательность формирования пород: ультраосновные породы — сиениты — карбонатиты — слюдисто-карбонатные породы с баритом. Однако оставался открытым вопрос о том, представляет ли эта последовательность единый ряд генетически родственных и близких по возрасту образований.

Геологические наблюдения позволяют наметить возрастные и генетические взаимоотношения только для ультраосновных пород и сиенитов. Дуниты и пироксениты (комплекс Салем) образуют в районе довольно многочисленные массивы, большей частью обособленные и не соприкасающиеся с сиенитами. Для них характерна специфическая, типичная для гипербазитов, минерализация (хромит, магнезиты). В ряде мест наблюдается пересечение ультраосновных пород жилами пегматитов и розовых гранитов архейского возраста (кросенетские граниты, имеющие возраст 2400—2500 млн лет (3, 4)). Кроме того, процессы массовой гранитизации позднеархейского времени (2500—2700 млн лет (5)) обусловили формиро-

Таблица 1

Калий-аргоновый возраст слюд ( $\lambda_l = 5,57 \cdot 10^{-9}$  лет $^{-1}$ ,  $\lambda_p = 4,72 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ )

Минерал, порода, место взятия	К, %	$^{40}\text{Ar}$ , нмм $^3$ /г	Возраст, млн лет
1. Биотит из биотитизированного пироксенита, юго-восточное подножие холмов Елагири, обр. № 111, поверхность Флогопит из магнетит-апатит-флогопит-пироксеновой породы, Коратти, керн 114, гл. 90 м	4,03	0,171	877 $\pm$ 22
2. фр. 1,25—0,63 мм	3,33	0,134	842 $\pm$ 17
3. фр. <0,16 мм	2,31	0,0869	796 $\pm$ 20
4. Флогопит из той же породы, Коратти, керн № 113, гл. 104 м	5,66	0,165	645 $\pm$ 17
5. Флогопит из той же породы, Редипатти, обр. № 115, поверхность Флогопит из сиенита, Дожгипатти, керн 112, гл. 110 м	4,05	0,132	709 $\pm$ 23
6. фр. 1,25—0,63 мм	7,44	0,293	828 $\pm$ 20
7. фр. <0,16 мм	5,05	0,159	689 $\pm$ 18
8. Флогопит из карбонатита, Пакканаду, обр. № 105, поверхность	4,62	0,167	771 $\pm$ 22
9. Флогопит из слюдисто-карбонатной породы, Пакканаду, обр. № 101, поверхность	6,55	0,175	599 $\pm$ 16
10. Биотит из сульфидизированного гнейса, Салем, обр. № 119, поверхность	4,28	0,102	543 $\pm$ 19

вание оторочек существенно пироксеновых пород (пироксенитов?) в крайних частях гипербазитовых массивов.

Приведенные данные свидетельствуют о древнем — позднеархейском возрасте ультраосновных пород южной Индии, значительно отличающемся от возраста остальных образований рассматриваемой последовательности. Из этого можно заключить, что предположение о генетическом родстве ультраосновных и щелочных пород Тамил-Нада (1) противоречит наблюдаемым геологическим соотношениям и должно быть отвергнуто, а имеющиеся здесь кольцевые комплексы (массивы Елагири, Джогипатти и др.) представляют собой типичные гетерогенные (полихронные) плутоны.

В тех случаях, когда ультраосновные породы соприкасаются с сиенитами и, видимо, подверглись воздействию щелочных растворов, наблюдается ослюденение (биотитизация) пироксенитов (например, пироксениты юго-восточного подножия холмов Елагири). Если же в пироксенитах или вблизи них фиксируются и карбонатиты, то ультраосновные породы нередко оказываются преобразованными в неравномернозернистые, до гигантозернистых, магнетит-апатит-флогопит-пироксеновые породы. В зоне выветривания флогопит в отдельных случаях превращен в вермикулит (массив Коратти), который и явился той путеводной нитью, которая привела к открытию карбонатитов. Постоянная пространственная ассоциация этих метасоматически измененных ультраосновных пород с карбонатитами и сиенитами свидетельствует в пользу их генетической связи. Проведенные калий-аргоновым методом радиологические определения возраста слюд, приводимые в табл. 1, подтверждают это заключение.

Наибольший возраст имеет группа из трех образцов (№№ 1, 2 и 6) со средним значением в 849 $\pm$ 25 млн лет. Большой разброс значений возраста однотипных пород геологически не обоснован и вызвал проведение дополнительных исследований. Обр. №№ 2 и 6, имевшие наиболее неоднородную крупность, были расситованы на две фракции. Как видно из табл. 1, мелкие фракции обоих образцов (№№ 3 и 7) обнаруживают значительно меньший возраст. Наиболее вероятным объяснением этого может быть потеря радиогенного аргона под воздействием подъема температуры, связанного с проявлением более позднего метаморфизма в период 543—599 млн лет.

Уран-торий-свинцовый возраст пирохлоров ( $\lambda_{238} = 0,1541 \cdot 10^{-9}$ ,  $\lambda_{235} = 0,9722 \cdot 10^{-9}$ ,  
 $\lambda_{232} = 0,4987 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>,  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,7$ ) \*

№№ п.п.	Содержание, %			Содержание изотопов Pb, ат. %				Возраст, млн лет			
	U	Th	Pb	204	206	207	208	$\frac{207}{206}$	$\frac{206}{238}$	$\frac{207}{235}$	$\frac{208}{232}$
1	20,54	0,26	2,273	0,009	93,150	6,352	0,489	$840 \pm 34$	$740 \pm 23$	$750 \pm 23$	$305 \pm 37$
2	17,39	0,25	1,878	0,081	88,775	7,201	3,946	$880 \pm 36$	$680 \pm 29$	$720 \pm 40$	$1530 \pm 200$

\* Анализы выполнены С. И. Зыковым и Н. И. Ступниковой (Московский университет).  
 2 параллельных определения.

Обр. №№ 9 и 10, относящиеся к слюдам из гидротермальных слюдисто-карбонатных пород массива Пакканаду и сульфидизированных гнейсов района Салем, совпадают с многочисленными датировками, известными для южной Индии, Цейлона и других частей пракоинтинента Гондваны (6). Нижнепалеозойский или вендский возрасты (450–650 млн лет) здесь обычно связывают с проявлениями повторного метаморфизма в зонах полуметаморфизма, обрамляющих Индийский океан (7–9).

Зависимости возраста от величины фракции подтверждают принятое предположение и согласуются с общепринятой теорией диффузии радиогенного аргона в минералах, согласно которой потери аргона при температурном воздействии обратно пропорциональны геометрическим размерам частиц (10, 11). В свете этих предположений следует принять для сиенитов, карбонатитов и метасоматически измененных ультраосновных пород средний возраст 850 млн лет, а значения возраста обр. №№ 4, 5 и 8 считать сниженными под воздействием повторного метаморфизма в период 543–599 млн лет.

Подтверждением принятой геохронологической схемы служат определения возраста двух пирохлоров из карбонатитов Коратти, проведенные уран-свинцовым методом (табл. 2). Наиболее достоверные для существенно-урансодержащих минералов значения возраста, полученные по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , хорошо совпадают с полученными по аргону, а именно 840 и 880 млн лет.

Все сказанное позволяет сделать следующие заключения.

1. Карбонатиты южной Индии имеют докембрийский, позднерифейский возраст порядка 850 млн лет. Этот же возраст имеют щелочные сиениты и некоторые граниты, а также метасоматически измененные ультраосновные породы в составе гетерогенных плутонов, но не собственно комплекс гипербазитов, датируемый как архейский. Это позволяет предполагать парагенетическую связь карбонатитов со щелочными сиенитами щелочно-гранитоидной формации (12).

2. Наличие целой группы разновозрастных интрузивных массивов свидетельствует о довольно широком региональном проявлении в южной Индии позднедокембрийского щелочно-гранитоидного магматизма и, следовательно, о геологическом своеобразии рассматриваемой территории, представляющей собой новую провинцию щелочных пород и карбонатитов.

Авторы глубоко признательны С. И. Зыкову и Н. И. Ступниковой за анализы возраста пирохлоров.

Всесоюзное научно-производственное объединение  
«Аэрогеология»

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии  
редких элементов  
Москва

Поступило  
6 VII 1974

## ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> *T. Deans, J. L. Powell*, Nature, v. 218, № 5143 (1968).   <sup>2</sup> *L. S. Borodin, V. Gopal et al.*, J. Geol. Soc. India, v. 12, N 2, 101 (1971).   <sup>3</sup> *U. Aswathanarayana*, Bull. Geol. Soc. India, v. 5, № 2 (1968).   <sup>4</sup> *A. R. Crawford*, Nature, v. 223, № 5204 (1969).   <sup>5</sup> *S. N. Sarkar*, Pre-cambrian Stratigraphy and Geochronology of Peninsular India, 1968.   <sup>6</sup> *P. G. Cooray*, Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap., № 5, 47 (1969).   <sup>7</sup> *A. R. Crawford*, J. Geol. Soc. India, v. 10, № 2 (1969).   <sup>8</sup> *N. C. Ghose, B. M. Shmakin, V. N. Smirnov*, Geol. Mag., v. 110, № 5 (1973).   <sup>9</sup> *M. J. Gupta, P. P. Mehta, K. K. Nagpaul*, Ind. J. Pure and Appl. Phys., v. 9, № 7 (1971).   <sup>10</sup> *J. E. Everden, G. H. Curtis et al.*, Am. J. Sci., v. 258, 583 (1960).   <sup>11</sup> *С. Б. Брандт, С. Н. Вороновский*, Изв. АН СССР, сер. геол., № 11 (1964).   <sup>12</sup> *Л. С. Бородин, И. А. Нечаева и др.*, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3 (1970).