

Е. В. ФРАНЦЕССОН, Ф. В. КАМИНСКИЙ

**КАРБОНАДО — РАЗНОВИДНОСТЬ АЛМАЗА
НЕКИМБЕРЛИТОВОГО ГЕНЕЗИСА**

(Представлено академиком А. В. Сидоренко 4 XII 1973)

Зернистая разновидность алмаза — карбонадо является пористым микро- или скрытокристаллическим агрегатом, состоящим из ксеноморфных зерен и кристаллитов октаэдрического, реже кубического габитуса размером от 0,5 до 50 мкм⁽¹⁾. Карбонадо образует крупные желваки или встречается в виде кусков или обломков размером от горошины до камней в 700—800 каратов. Средний вес карбонадо Бразилии⁽²⁾ составляет 30—40 карат, здесь был найден желвак карбонадо в 3087 каратов, или 630 г.

Карбонадо распространены значительно более локально, чем алмазы. Из 30 млн каратов алмазов, добываемых в мире (без СССР) ежегодно, лишь 30 тыс. каратов (0,1%) приходится на карбонадо⁽³⁾. Главная область распространения карбонадо — Бразилия, где их доля в общей добыче алмазов составляет около 10%, а в некоторых россыпях около 50—75% (штат Байя, Минас-Жерайс, Парана и др.). Карбонадо встречается также в Венесуэле, Гане, Убанге и Восточной Австралии. В пределах Советского Союза единичные находки карбонадо отмечаются на Урале⁽⁴⁾, правда достоверность этой находки оспаривается Ю. А. Орловым⁽⁵⁾, и на северо-востоке Сибирской платформы⁽⁶⁾.

До настоящего времени карбонадо а priori считался сингенетичным кристаллам алмаза в кимберлитовых породах. Между тем, по мнению авторов, комплекс признаков указывает на то, что карбонадо имеют иной, не кимберлитовый источник.

Карбонадо не были встречены ни в одной из кимберлитовых трубок мира, несмотря на их столетнюю разработку. Все находки карбонадо приурочены к россыпным месторождениям докембрийского возраста⁽⁷⁾ или к месторождениям, образовавшимся за счет переотложения докембрийских алмазоносных отложений.

В классических районах распространения карбонадо не встречаются обычные парагенетические спутники алмаза: пироп, пикроильменит, хромдиоксид и др. Этой разновидности алмаза сопутствуют минералы метаморфических пород (дистен, корунд, ставролит, рутил, циркон и др.) и, что особенно важно — типоморфные для докембрийских алмазоносных провинций минералы группы гамлинита: горсейксит, гойяцит и флоренсит. Минералы этой группы в кимберлитовых трубках не обнаружены, но являются постоянными характерными спутниками древних, докембрийских алмазов. Весьма примечательно, что Л. Ф. Труэб и Е. Д. Вис⁽⁸⁾, описывая черные алмазы из Убанги (которые являются разновидностью карбонадо), отмечают, что основным преобладающим минералом, выполняющим поры в карбонадо, является флоренсит. Этот факт свидетельствует о более тесной генетической связи флоренсита и карбонадо и, тем самым, подчеркивает специфичность условий образования этой разновидности алмаза.

Карбонадо содержат многочисленные мелкие (0,5—200 мкм) минеральные включения, которые при выщелачивании создают пористую структуру агрегатов; в некоторых участках количество микровключений достигает

20% (3). Среди них полностью отсутствуют типоморфные минералы кимберлитов (магнезиально-хромистые гранаты, оливины, хромиты, клиноэпстатиты, энстатиты). В то же время все минеральные включения в карбонадо не только неизвестны в алмазах, но и совершенно не свойственны кимберлитовой ассоциации минералов.

К числу выявленных и диагностированных рентгеноструктурным анализом минералов-включений в карбонадо относятся: графит (9), аморфный углерод, халцедон (10), кварц, монацит, рутил (3). Такой парагенезис отражается и в элементном составе примесей.

Таблица 1

Элементный состав примесей в карбонадо и алмазах (%)

Элемент	Карбонадо (1, 3, 4)	Алмазы (11-13)	Элемент	Карбонадо (1, 3, 4)	Алмазы (11-13)
Si	0,3—0,4	0,005—0,03	Mg	0,002—0,03	0,003
Ti	0,05—0,4	до 0,005	Ca	0,05	—
Al	0,2—0,7	$1 \cdot 10^{-6} - 0,01$	K	0,02	—
Fe	0,0002—0,15	Сл.	Cr	0,01—0,01	$5 \cdot 10^{-6} - 0,1$
Mn	0,001	$1 \cdot 10^{-7} - 0,004$	Cu	0,05—0,1	$1 \cdot 10^{-6} - 0,001$

Из табл. 1 видно, что все элементы-примеси содержатся в карбонадо в количествах на 1—3 порядка больших, чем в алмазах; при этом элементы, характерные для минералов ультраосновных парагенезисов (Mg, Cr), имеют в карбонадо самые небольшие относительные концентрации, тогда как минералообразующие элементы кислых ассоциаций (особенно Si, Al, Fe, Ca и K) содержатся в этой своеобразной разновидности алмаза в максимальных количествах.

К числу перечисленных выше минералов-включений в карбонадо, диагностированных инструментально, можно добавить еще перечень включений, рассчитанный по составу примесей: ортоклаз (80%), гематит (второй доминирующий минерал), геленит, флоренсит, алланит, ильменит, перовскит, циркон, рутил, корунд, хлоритоид, серпентин, каолин, кварц и др. (1, 8).

Таким образом, ассоциация минералов, включенных в карбонадо, относится не к ультраосновному, как у алмазов, а к кислому парагенезису.

Экспериментально доказано, что при кристаллизации алмазов не происходит фракционирования углерода, и изотопный состав углерода синтезированных алмазов идентичен составу исходного графита (14, 15). Поэтому изотопный состав углерода карбонадо является весьма важным показателем для суждения об источнике углерода.

Многочисленные анализы изотопного состава алмазов в СССР и за рубежом ((16-18) и др.) показали, что подавляющая часть алмазов самого различного возраста из различных районов мира имеет $\delta C^{13} = -0,4 - 0,8\%$, что отвечает «тяжелому» эндогенному углероду, входящему также в состав углистых хондритов, эндогенных графитов и минералов карбонатитов. В противоположность алмазам, карбонадо имеют существенно иное отношение C^{12}/C^{13} , характеризующееся $\delta C^{13} = -2,7 - 2,8\%$ (17), что близко к среднему соотношению этих изотопов в «легком» эндогенном углероде ($-2,5\%$), характерном для большинства изверженных пород. Единственной возможной причиной этого явления могут быть различные источники углерода в карбонадо и алмазах.

Геологические, минералогические и геохимические особенности карбонадо, выражающиеся в скрыто- и микрозернистом строении, узлокальной встречаемости — только в докембрийских алмазоносных провинциях, отсутствии этой разновидности алмаза в кимберлитовых телах, специфическом «облегченном» изотопном составе углерода, а также составе минеральных включений и элементов-примесей, соответствующих «кислому»

парагенезису минералов, не находят объяснения с позиций гипотезы глущинной, мантийной кристаллизации этого минерала. Карбонадо не сопутствуют обычные парагенетические спутники алмаза, а обнаруженный среди минералов, выполняющих поры, флоренсит является специфическим спутником только алмазов докембрийского возраста и в кимберлитовых трубках фанерозоя не встречен. По мнению авторов, это свидетельствует о некимберлитовом генезисе данной разновидности алмаза.

Однако, если некимберлитовый генезис карбонадо представляется очевидным, то вопрос о его материнских породах уводит нас в область гипотез. Ассоциация минералов, включенных в карбонадо, и его распространение свидетельствуют о генетической связи этой разновидности алмаза с докембрийскими породами основного, а возможно и кислого состава. Источником углерода могло быть, как и для докембрийских графитов, органическое вещество, о чем свидетельствует близость изотопного состава карбонадо и биогенного углерода⁽¹⁹⁾. Специфика структуры, изотопного состава и состава минералов-включений дают возможность предполагать коровое происхождение этой разновидности алмаза и его образование в процессе прогрессивного регионального метаморфизма.

Упорядочение структуры углерода в процессе прогрессивного метаморфизма достаточно хорошо известно в природе и проверено в эксперименте^(20, 21). Что касается конечной стадии этого процесса, то принципиально возможность прямого превращения графитов в алмаз была доказана в 1959—1960 гг. экспериментально⁽²²⁾. Правда, при этом использовались очень высокие давление и температура (110—130 кбар и 3000—3300°). Возможно, не поддающаяся экспериментальной проверке геологическая длительность стабильного процесса высокопараметрического прогрессивного метаморфизма способствовала протеканию в природе этой реакции при более низких физико-химических параметрах.

Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт цветных и благородных металлов
Москва

Поступило
3 XII 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ L. F. Trueb, E. C. de Wys, Science, v. 165, №№ 3895—1396 (1969). ² O. Stutzer, W. F. Eppler, Die Lagerstätten der Edelsteine und Schmucksteine, Berlin, 1935, p. 372.
³ L. F. Trueb, W. C. Buttermann, Am. Mineral., v. 54, № 3—4, 412 (1969). ⁴ Я. М. Крайцов, С. И. Фуртергендлер, Зап. Всесоюз. мин. общ., т. 89, № 4, 464 (1960). ⁵ Ю. Л. Орлов, Морфология алмаза, Изд. АН СССР, 1973, стр. 234. ⁶ М. И. Бубнова, И. Ф. Горина, В сборн. Россыпн. алмазопосность Средн. Сибири, Л., 1973, стр. 44. ⁷ М. И. Метелкина, Б. И. Прокопчук и др., Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 62 (1971). ⁸ L. F. Trueb, E. C. de Wys, Am. Mineral., v. 56, № 7—8, 1252 (1971). ⁹ K. Lonsdale, Physical Properties of Diamond, 1965. ¹⁰ P. F. Kerr, D. F. Craff, H. Bell, Am. Mineral., v. 33, № 3—4, 251 (1948). ¹¹ М. Р. Мирзаев, Н. А. Хабиров, Изв. АН УзССР, сер. физ.-мат. наук, № 1, 91 (1972). ¹² Ю. Л. Орлов, Тр. Мин. музея АН СССР, в. 21, 109 (1972). ¹³ Ю. Л. Орлов, П. Н. Кодочигов, Там же, стр. 193. ¹⁴ T. C. Hoering, Carn. Inst. Year Book, № 1963, 1960. ¹⁵ О. И. Кропотова, В. А. Гриненко, Г. Н. Безруков, Геохимия, № 8, 1003 (1967). ¹⁶ А. П. Виноградов, О. И. Кропотова, В. И. Устинов, Геохимия, № 6, 645 (1965). ¹⁷ А. П. Виноградов, О. И. Кропотова и др., Геохимия, № 12, 1395 (1966). ¹⁸ В. В. Ковальский, Н. В. Черский, Геология и геофизика, № 9, 10 (1972). ¹⁹ А. П. Виноградов, О. А. Кропотова, Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 3 (1967). ²⁰ Ono Akira, J. Geol. Soc. Japan, v. 78, № 12, 695 (1972). ²¹ Б. А. Блюман, Ю. С. Дьяконов, Т. И. Красивина, ДАН, т. 206, № 5, 1198 (1972). ²² Л. Ф. Верещагин, Ю. П. Рубинин и др., ДАН, т. 206, № 1, 78 (1972).