



С.А. Вишнеvский, В.П. Афанасьев,
К.П. Аргунов, Н.А. Пальчик

ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ:
их особенности,
происхождение
и значение

A black and white photograph of a starry night sky. A bright comet streaks across the center, leaving a long, glowing trail. The background is filled with numerous stars of varying brightness, creating a dense field of light points.

S.A. Vishnevsky, V.P. Afanasiev,
K.P. Argunov and N.A. Pal'chik

IMPACT DIAMONDS:
their features, origin
and significance



Lev Vasil'evich Firsov
(1926—1981)

An outstanding scientist, Geologist and Geochemist, poet and painter, a real Academician in his intellectual potential and exclusively decent colleague, he was, first of all, a Patriot of Russia.

His interests and fruitful activities ranged from ideas on Verkhoyanian gold prospecting to a really revolutionary application of carbon isotopic geochronology to Archeology.

Plunged altogether into scientific progress and felt of the main perspectives of science, Lev Vasil'evich made also a priceless contribution to native "impactology". The discovery of the first Russian astroleme, Puchezh-Katunsky crater in 1965 belongs to him. Together with Academician A. L. Yanshin, he was first who supposes an impact origin of Popigai structure still in 1964. Undoubtedly, this well founded proposal by Lev Vasil'evich served as a guiding key in recognition of Popigai impact crater, and soon after it was successfully confirmed by others in 1970.

Those who contacted with Lev Vasil'evich, keep him in memory for ever.

S. Vishnevsky

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERALOGY



TRANSACTIONS, ISSUE 835

S. A. VISHNEVSKY, V. P. AFANASIEV,
K. P. ARGUNOV and N. A. PAL'CHIK

**IMPACT DIAMONDS:
THEIR FEATURES, ORIGIN
AND SIGNIFICANCE**

NOVOSIBIRSK
PUBLISHED BY RAS SIBERIAN BRANCH
SPC UIGGM
1997

UDC 523.681.8:523.51:552.164:549.211

V555

Vishnevsky S. A., Afanasiev V. P., Argunov K.P. and Pal'chik N. A. **Impact diamonds: their features, origin and significance** / United Inst. of Geology, Geophysics & Mineralogy (UIGGM), Siberian Branch, Russian Academy of Sciences. Novosibirsk: SB RAS Press, SPC UIGGM, 1997. 53 p.

This book is dedicated to modern data on various features of impact diamonds; their origin and significance are also discussed. The review is accompanied by an original data on the diamond distribution in impact rocks both inside (crater formations) and outside (proximal and distal ejecta deposits) the terrestrial astroblemes. Morphologic types of the diamonds and their mineral associations are also observed on the concrete occurrence examples. A source of the diamond carbon is discussed; experimental and petrologic estimations for the diamond origin conditions are also shown. The Russian publication is accompanied by the first English edition of so kind.

For a broad number of Russian and foreign scientists involved in impact cratering, planetology, geology and meteoritics.

Edited by
G. P. Vdovkin

ISBN 5-7692-0063-4

© Vishnevsky S. A., Afanasiev V. P.,
Argunov K. P., Pal'chik N. A., 1997

© UIGGM, SB RAS, 1977



From the Editor

The book by S. A. Vishnevsky, V. P. Afanasiev, K. P. Argunov, and N. A. Pal'chik "Impact diamonds: their features, origin and significance" is really one of the first reviews of so kind (and it's a first review of so kind published in English) where detailed data on impact diamonds, and on the diamonds from giant Popigai meteorite crater first of all, are presented.

Concerning to this book I would like to add some remarks related to the early period of studies on this large scientific problem.

1. A long before the first dynamic synthesis of the diamond, in 1956, H. H. Nininger considered a shock origin of Canyon Diablo diamonds during the meteorite impact with the Earth; this idea was established in his monograph "Arizona's meteorite crater: Its past, present and future" [Nininger, 1956]. Five years later, this conclusion was confirmed by M. E. Lipschutz and E. A. Anders [Lipschutz and Anders, 1961] who showed the diamonds in Canyon Diablo iron and in carbonaceous chondrites-ureilites were crystallized by an impact way; at this, ureilite's diamonds were originated in the outer space. For this study, M. E. Lipschutz (a post-graduate student of E. A. Anders at that time) was awarded by Nininger Award. These ideas become very fruitful in the next time period serving as a guiding key for an explosive synthesis of diamonds and for a recognition of physical-chemical conditions of their origin.

Continuing the meteorite research by P. N. Chirvinsky and Z. G. Ushakova, devoted to Russian meteorite Kainsaz and published in 1946, I had been studying impact diamonds in 1962—75, using all the analytic possibilities available at Moscow Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry. The published results of my research stimulated definitely a native impact investigations in Russia, helping in discovery of impact craters as well as in discovery of impact diamonds in Popigai crater, in Ukrainian craters, etc. It's too pleasant for the Editor to aware that his long-time altruistic research was of use in science.

2. Prolonged detailed investigations of impact diamonds carried out by S. A. Vishnevsky with colleagues and presented in this reviewed book show clearly a shock origin of the diamonds in meteoritic craters. Less definitely established is an impact origin of diamonds in stony meteorites (chondrites and ureilites). A whole rank of features and a complex composition of the meteorites does not support a single and a simple process in order to explain an origin of the stony meteorite diamonds.

3. Due to particular conjuncture of the circumstances to which some of my colleagues were affected in scope of especially attractive social and advertising aspects of meteoritic carbon research (extraterrestrial organic matter and diamonds) I decided to stop temporarily my investigations of meteoritic diamonds. That's why I presented my meteorite samples to

various museums without any pay. In particular, Yu. A. Polkanov (Simpheropol'-City) and some other colleagues addressed to me with the request to provide them with the samples of meteoritic diamonds. Insofar as these samples are unique, I'm herein reporting the places my samples are present now.

Small samples of Australian and Finnish ureilites which came to me for comparative research by means of private exchange with Australian and Finnish museums, I presented in 1975 to USSR Academy of Sciences Meteoritic collection in Moscow. These samples were included into Russian Meteoritic Catalogue, however, without any reference about their source from my side. Diamond samples from Canyon Diablo iron meteorite which come to me from Prof. K. B. Moor (University of Arizona, USA), I presented to Academician V. S. Sobolev's Family in Novosibirsk (to N. V. and E. V. Sobolevs, in accordance with the request by E. V. Sobolev).

Being a Member of the Ukrainian Academy of Sciences Meteoritic Committee I presented officially in 1975 all my diamond samples from ureilites to Meteoritic Collection of the Committee in Kiev-City. However, these samples were not named in Ukrainian Meteoritic Catalogue published in Kiev in 1980 and 1986.

Since 1995, a group of articles by A. V. Fisenko with colleagues was published in Russian and American literature, devoted to results of impact diamonds research by these authors. However, no references concerning to either the method of diamond extraction or the name of meteoritic collection from which the diamonds were obtained were pointed out in these publications. So, I may suppose that a part of my ureilite diamond samples were sent from Kiev to A. V. Fisenko (Chernogolovka, Moscow).

Dr. G. P. Vdovkin

March 31, 1997, Moscow

INTRODUCTION

Owing to a good progress achieved in last 3–4 decades in Planetology (investigations of the Moon and other planets), Meteoritics, Shock Wave Physics, Geology and in some other Natural Science disciplines, it becomes clear that high-speed collisions between celestial bodies are one of the most fundamental processes, which take place in the Solar System.

These processes named as “impact ones” were of great importance for growth and evolution of the Planets, including differentiation of their interior. Undoubtedly, all the matter of the Earth (and of other terrestrial Planets as well) was affected to multiple working up by the impact processes. Recently it becomes also clear, that life evolution on the Earth was under the impact processes control.

A major bulk of high-speed collisions with large enough celestial objects (meteorites and comets) is resulted with the origin of impact craters on the planetary surface. More than 150 impact craters are now known on the Earth, ranging in size from ~100 m up to more than 200 km (65 Ma-age Chixculub astroblema on Yukatan Peninsula of Mexico, which is considered to be a cause of Cretaceous/Tertiary extinction). The Popigai 100 km in diameter astroblema near Taymyr Peninsula in Russian Arctic is the greatest Cenozoic impact crater of ~35 Ma-age, and may be a cause for another extinction documented in sedimentary record in Terminal Eocene. Among the largest terrestrial impact sites is Puchezh-Katunsky astroblema of 80 km in diameter also, which is localized near Novgorod-city and was discovered by L. V. Firsov [1965]. As for the Moon, Mars and other Planets with low speed of their own endogenic/exogenic activity, the surfaces of these Planets are verbally supersaturated with the numerous traces of impact events.

The transformation of matter in impact processes is provided mainly by the action of the shock waves which are generated by impact and cause a shock metamorphism of the target rocks. A shock metamorphism itself is characterized by extremely intensive parameters, including shock pressures up to 3000 GPa and more, and residual post-shock temperatures, up to 30,000 °C, which may be developed in the affected rock. These extremal conditions are never realized by any endogenic process on the planetary surfaces.

Under the action of shock metamorphism the target rocks within any affected area are strongly transformed. From weak to strong level of target rock damage, this progressive rank of specific transformations includes successively fracturing and brecciation, formation of diaplectic minerals (shock vitrification of material in still solid state), incipient and total melting of the rock, incipient and complete vaporization and dissociation of the material

into elemental chemical units; ionization may also take place at highest levels of the shock metamorphism. The most intensive affects are related to inner zone of impact event.

Phase transformations, giving rise to origin of high-pressure polymorphs, are the common feature of the shock metamorphism for some mineralogical systems. The phase transformations in SiO₂ system are the famous example of so kind, resulted in origin of stishovite (a barometer, indicating shock pressures > 12–15 GPa) and coesite (a barometer, indicating shock pressures > 30 GPa). Under the action of strong shock waves, the phase transformations are also known for carbon system, resulting in the origin of impact diamonds derived from parental carbon matter (poor- or non-crystallized carbon, coal and graphite).

Except for the general cognitive interest, the discovery and investigations of the impact diamonds become an important contribution into theoretical and practical geology, and other natural sciences as well, being an evidence of shock metamorphism and a tool for recognition of impactites. Natural occurrences of impact diamonds, their morphology, X-ray, carbon isotope and other features, origin and significance are described below.

IMPACT DIAMOND OCCURRENCES

Impact diamonds (IDs) have been discovered in various natural objects, either in parental (meteorites and the rocks of terrestrial impact craters) or secondary collector (sedimentary) rocks. The first discovery of IDs (their impact origin was established later) was made in 1888 by Profs. M. V. Yerofeev and P. A. Lachinov in the Novo Urei meteorite (Fig. 1). Soon after, being inspired by the success of Novo Urei investigations, IDs were found in fragments of the Canyon Diablo iron meteorite from the Meteor crater (Fig. 2) by American geologist A. E. Foote [1891], with a reference to data by M. V. Yerofeev and P. A. Lachinov [1888]. A detailed study of the Canyon Diablo IDs was made by Ksanda and Henderson [1939]. Later, IDs were also found in various carbonaceous chondrites-ureilites: Goalpara [Urey, et al., 1957], Dualpur [Lipschutz, 1962;] and some others [Vdovykin, 1967, 1969a,b, 1970, 1976, 1991], as well as in Antarctic iron meteorite ALHA-77283 [Clarke, et al., 1981].

The first occurrence of IDs in the rocks of terrestrial craters was made by V. L. Masaitis [Masaitis, et al., 1972] at the Popigai astroblema in 1971. As it was shown later both by V. L. Masaitis and S. A. Vishnevsky independently, the IDs are broadly widespread in this crater. Some our results of this kind are shown on Fig. 3. Soon later, the IDs were found in several points of Ries crater (Otting and Bollstadt [Rost, et al., 1978]) and Kara [Ezersky, 1982] craters. Somewhat later, in 1970–1980s, ID discoveries were also made in some other impact sites of the former USSR [Val'ter and Er'omenko, 1996]. Later this data were published for Obolon, Il'inty and Zapadny craters [Gurov et al., 1995; Val'ter and Er'omenko, 1996], as well for Terny astrobleme [Val'ter and Er'omenko, 1996].

Recently, the list of ID-bearing astroblemes was completed by findings in Puchezh-Katunsky impact site [Marakushev, et al., 1993], and as it was pointed out by A. A. Val'ter

Fig. 1. A front cover of the Magazine volume, where the diamond discovery in Novo Urei meteorite was published by Profs. M. V. Yerofeev and P. A. Lachinov in 1888.

and G. K. Er'omenko [Val'ter and Er'omenko, 1996], the discoveries of IDs are possible in many astroblemes on crystalline target rocks. Among them, Rochechouart and Lake Mien impact structures in Europe, as well as Holleford, Brent, Skeleton Lake, Charlevoix, Mistastin, Manicouagan, Pilot Lake, Sudbury and some other Canadian astroblemes and craters formed on graphite-bearing rocks of Grenville and some other series, may be pointed out. However, our attempts [Vishnevsky, 1994, unpublished] to find the IDs in impact melt rocks of Rochechouart and

Gardnos craters were unsuccessful; no results are also reported for Rochechouart and Lake Mien craters by other authors [Hough, et al., 1995d].

Our findings of IDs in Ries crater were confirmed recently by other authors [Hough, et al., 1995a,b; Masaitis and Shafranovsky, 1994; Abbot, et al., 1996]; however, in publications by R. M. Hough, et al., our data [Rost, et al., 1978] were referred inadequately whereas, in the last two publications pointed out, these data were not referred at all.

Impact diamonds were also discovered in peats from the Tunguska impact site [Kvasnitsa, et al., 1979]. Recently, this work was repeated by R. M. Hough, et al. [1995e], again without any reference to previous Russian data by V. N. Kvasnitsa, et al. [1979]. Data by R. M. Hough result with discovery of several small particles of very robust form of carbon, which most likely is a diamond, but future investigations are needed.

Re-deposited IDs may be of two types. *The first type* is related to distal ejecta deposits, derived from the large impact craters to form the extensive strewn fields of regional or, even possibly, of global scale. A known example of such an impact re-deposited strewn field

ЖУРНАЛЪ
РУССКАГО
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАГО ОБЩЕСТВА

при Императорскомъ С.-Петербургскомъ Университетѣ

ТОМЪ XX.

ОТДѢЛЪ ПЕРВЫЙ.

ИЗДАЕЪ ПОДЪ РЕДАКЦІЕЮ

Н. МЕНШУТКИНА.

Корректуру держали В. Тищенко и А. Волковъ.



С.-ПЕТЕРБУРГЪ.
Тип. В. Демкова, Новый пер., д. 7.
1888.





Fig. 2. Meteor Crater, Arizona, USA, an oblique aerial view. Photo by N. V. Sobolev, Institute of Mineralogy & Petrology SB RAS, Novosibirsk.

of the IDs is connected with the Popigai crater (Fig. 4), being probably re-worked slightly by fluvial activity. *The second type* of re-deposited IDs was originated by the action of fluvial and other surface activity; these IDs are known in loose Cenozoic sedimentary rocks of various regions [Kvasnitsa, 1985; Polkanov, et al., 1973; Yurk, et al., 1973; and others]. In some cases (like for Popigai – *our comment*) re-deposited IDs may form placers [Masaitis, 1995]. One may suppose, that due to their resistance and a plenty of the source impact craters, re-deposited IDs of both the types should be broadly-widespread in various sedimentary suits of the Earth's crust.

Impact diamonds found in ancient metamorphic rocks [Holovnya, et al., 1977] appear to be Pre-Cambrian re-deposited diamonds, although some investigators consider there was an artificial contamination of samples analyzed [Masaitis, personal communication].

As it was discovered in last decade, a lot of unmetamorphosed meteorites contain so-called “colloid” cubic nanodiamonds, 0.4–7 nm in size [Lewis, et al., 1987a,b; Huss, 1990; Newton, et al., 1995; Huss and Lewis, 1995], which are considered to be of interstellar origin. However, similar on the one hand, but differ on the other features nanodiamonds have been recently discovered in a number of terrestrial places, being associated either

Fig. 3. Diamond findings (filled circles) in impact rocks of the Popigai astroblema (white area). Data by S. A. Vishnevsky, 1973 (unpublished).

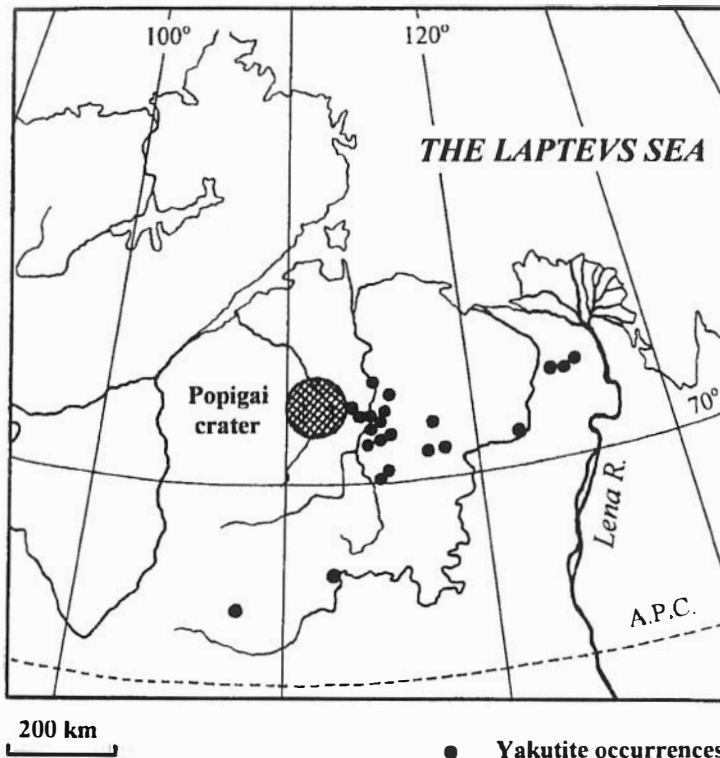
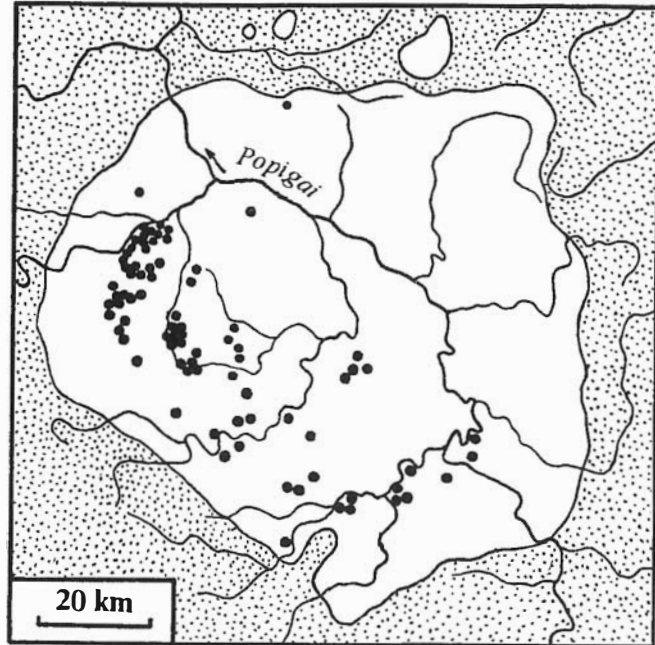


Fig. 4. The strewn field of IDs (Yakutites) in the vicinity of the Popigai crater. After [Vishnevsky, et al., 1995].

with impactites (Ries crater: fine diamond grains, of several tens of micrometers in size [Hough, et al., 1995a,b]), or with the K/T boundary layer of the Northern America (nanodiamonds, 3–5 nm in size [Carlisle and Braman, 1991; Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]) related to Chicxulub impact event. These nano-, and micrometre-size diamonds are considered to be of impact origin and represent definitely a principally-new group of IDs related to impact process. Similar interpretation is also proposed for fine-grained cubic diamond + silicon carbide intergrowths recently discovered in the Ries crater [Hough, et al., 1995a,b].

SIZE, MORPHOLOGY AND COLOR OF IMPACT DIAMONDS

Impact diamonds from both the Ureilites and iron meteorites generally have a grain size of 0.1 to 2 mm (rarely, up to 5 mm) and a white, gray or dark-gray color. These diamond grains are characterized mainly by the irregular volume-xenomorphic or rounded shapes (Figs. 5, 6). However, cube- or cube-octahedral forms are also known for some of the Canyon Diablo ID grains, inheriting the morphology of the parental graphite-cliftonite [Brett and Higgins, 1969]. All the IDs found in meteorites are paramorphs derived from parental carbon matter, i. e., PIDs.

The Popigai IDs, which originate from accessory graphite of the target gneisses, are also PIDs. They generally have a grain size of 0.1 mm to 0.5 mm (rarely, up to 1–5 mm). Single grains of PIDs (from Popigai? – *our comment*) have a surprisingly-large size, up to 10 mm, as it was reported by V. L. Masaitis [1996]. Different coloration is common for Popigai PIDs: colorless, white, yellow, gray and dark-gray to black; the yellow and dark grains are the most common. By the data of A. A. Val'ter, et al. [1992] for terrestrial PIDs,

the yellow coloration is possibly related to an impurity of lonsdaleite whereas, the dark color is attributed to impurity of graphite. The transparent PID grains are often anisotropic, pleochroic, uniaxial positive ones, with a birefringence ranging from 0.005 to 0.020, depending on

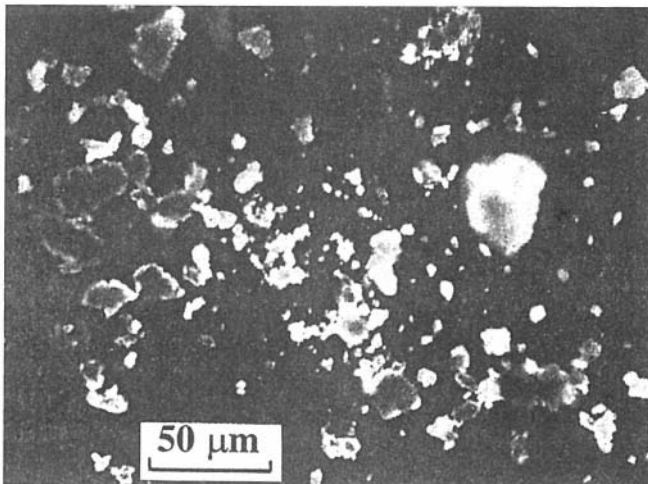
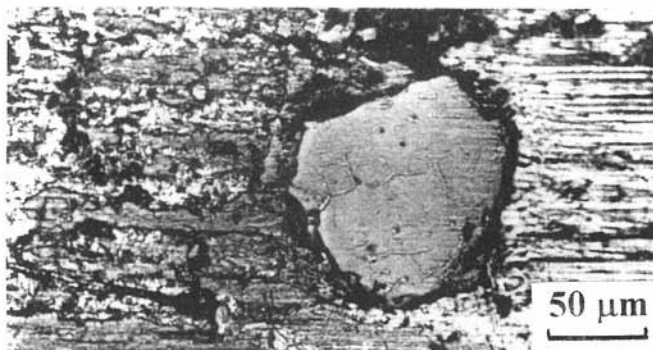


Fig. 5. Volume-xenomorphic impact diamond grains (a pure fraction of diamond) separated from Novo Urei meteorite. Reflected light. After [Vdovykin, 1967].

Fig. 6. The isometric ID grain (a gray mass in the center of picture) in the Canyon Diablo meteoritic iron. Microphoto by A. El-Goresy, reflected light. After [Anders, 1965].



the lonsdaleite content [Val'ter, et. al., 1992]. The birefringence for Zapadny crater PIDs ranges from 0.003 to 0.018 [Gurov, et al., 1996]. F. Langenhorst and V. L. Masaitis [1996] reported that even originally dark non-transparent Popigai IDs become transparent and show anomalous birefringence after thinning preparations to TEM.

Two main morphological types of the Popigai PIDs occur: flattened and volume-xenomorphic ones (Fig. 7). As it was observed for PIDs derived from graphite in highly-shocked fragments of target Archean gneisses, both these morphologic types are the result of mosaic fragmentation of parental graphite during its transformation in shock wave. At this, relatively thin scales and plates of parental graphite aggregates produce flattened angular grains of PIDs (Fig. 8) whereas in case of relatively thick segregations of the graphite volume-xenomorphic grains of PIDs were originated. This fragmentation is considered to result from a volume decrease during the phase transformation of source graphite.

Similar size and color are common for the Ries PIDs, originated from the parental graphite also; however, in morphological aspect, the flattened grains of PIDs are the most widespread here (Fig. 9).

In some cases, the PIDs from Popigai and Ries craters have inherited the full or partial hexagonal shape of the parental graphite crystals, as well as their intergrowths (Fig. 10). Rarely, in case of euhedral forms of the parental graphite crystals, their perfect details or intergrowths are also inherited by PIDs (Fig. 11).

F. Langenhorst and V. L. Masaitis [1996] propose another then our morphologic and genetic classification of Popigai IDs. They describe two basic types of diamonds: 1) idiomorphic diamond platelets ("so-called paramorphs", equal to those of our PIDs, which inherited the form of euhedral graphite crystals), and 2) xenomorphic polycrystalline aggregates of another origin (see below the "Origin of impact diamonds"). However, their classification does not include a broadly-widespread at Popigai type of flattened angular grains, like those shown on Fig. 7a. These authors also pointed out that xenomorphic polycrystalline IDs occur in impact melt rocks whereas idiomorphic platelets are common for shocked gneiss fragments. By our data, both flattened and xenomorphic types of IDs (including idiomorphic subtype of flattened paramorphs) are common for various Popigai impact melt rocks, as well as xenomorphic PIDs are also present in shocked gneiss fragments.

The features of the PIDs described above, are very similar to the Yakutites (Fig. 12): diamonds ejected from the Popigai crater to form an extensive strewn field around.

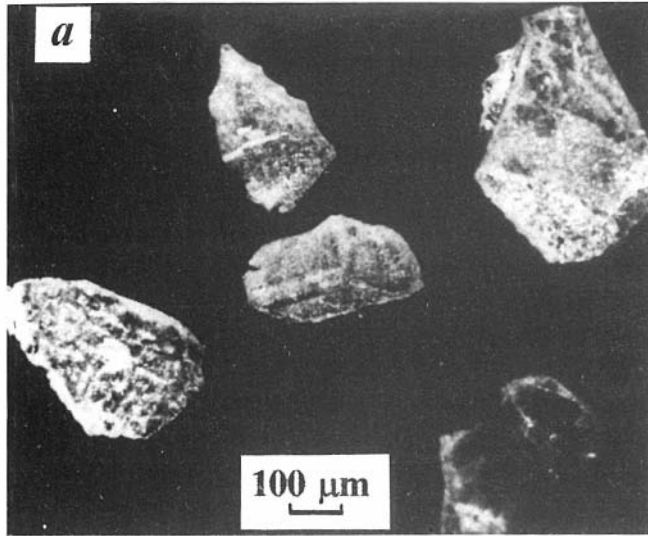
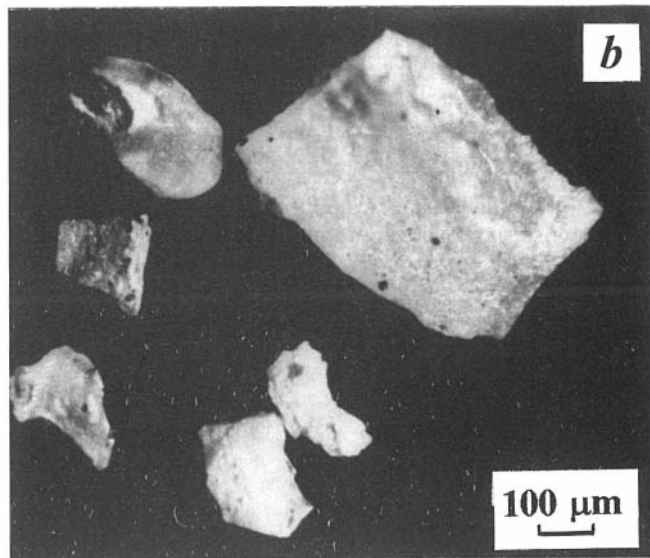


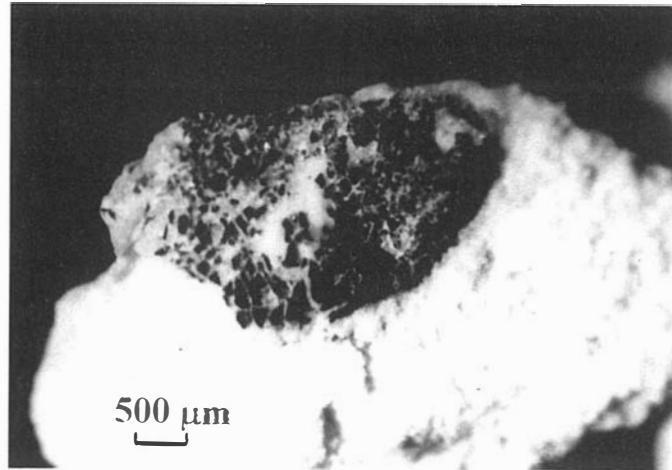
Fig. 7. Two main morphological types of the Popigai IDs: (a) scaly-like or angular flattened grains, up to sheet-like forms; and (b) volume-xenomorphic grains. Reflected light. After [Vishnevsky, 1978].



descriptions of Yakutites are presented in several articles [Galimov, et al., 1980; Kaminsky, et al., 1985; 1987; Rumyantsev, et al., 1980; and others].

So-called Togorites, ID paramorphs derived from coal, were found in impactites of the Kara crater [Ezersky, 1982, 1986, 1987]. They range in size from 0.1 to 3–5 mm, have a white, brown or black color, and are represented by volume-xenomorphic grains (Fig. 13), with no or rarely-exhibited lamella layering [Ezersky, 1982].

Fig. 8. ID paramorphs derived from the lamella of parental graphite (black scaly-like aggregate in center) in recrystallized diaplectic quartz glass (white enclosing mass, shock pressures 35 to 50 GPa). The lamella was fragmented into flattened grains of IDs as a result of volume decrease during graphite → diamond transition. There are two associations of carbon minerals in this scaly-like aggregate



(X-ray data): (a) disordered graphite + cubic diamond + lonsdaleite + chaoite; (b) cubic diamond + lonsdaleite + chaoite. Popigai, sample 486, reflected light. After [Vishnevsky and Pal'chik, 1975].

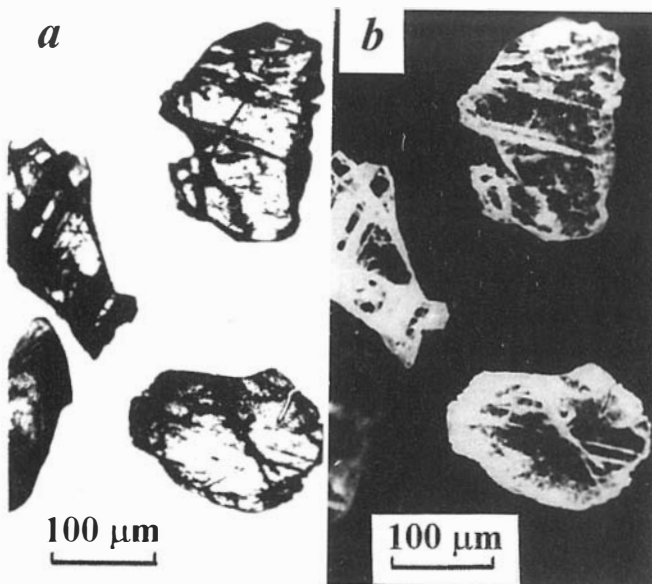


Fig. 9. The Ries crater PIDs: scaly-like or angular semi-transparent flattened grains in transmitted (a) and reflected (b) light showing a complex lamellar internal structure. After [Rost, et al., 1978].

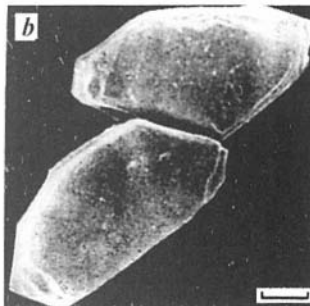
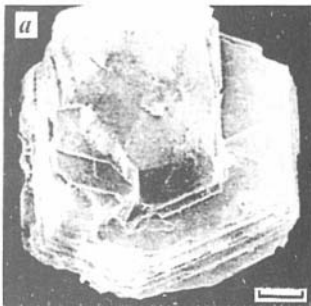
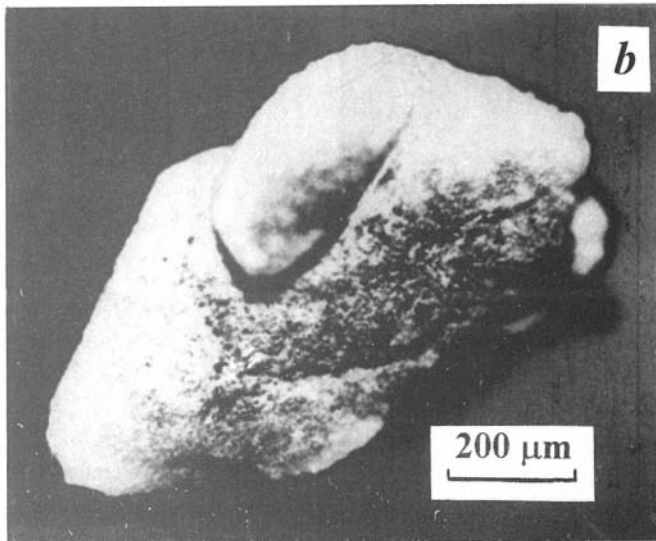
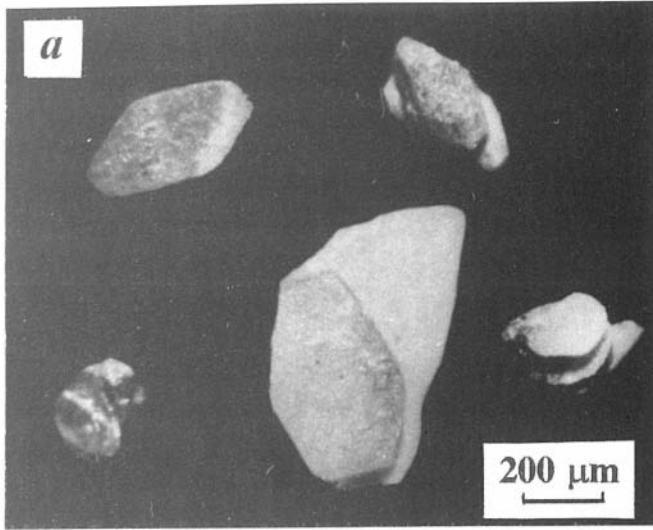


Fig. 10. Inheritance of the parental morphology and intergrowths for ID paracrystals derived from usually-widespread discrete graphite crystals (*a, b*): diamond grains are of hexagonal or similar form (single plates or their regular intergrowths along the plane (0001) of parental graphite). Popigai, reflected light. After [Vishnevsky, 1978].

Fig. 11. Inheritance of the parental morphology and intergrowths for ID paracrystals derived from euhedral graphite crystals (rare examples): *a*) parallel intergrowths along the plane (10T0); *b*) parallel intergrowths along the plane (10T0);

c) V. S. Veselovsky twinning along the plane (0001);
 d) bi-crystal intergrowths, (0001) \parallel (10 $\bar{1}$ 0), with the directions [0001] orthogonal to each other. SEM images. Scale bars are 100 μ m. After A. A. Val'ter, et al. [1992].

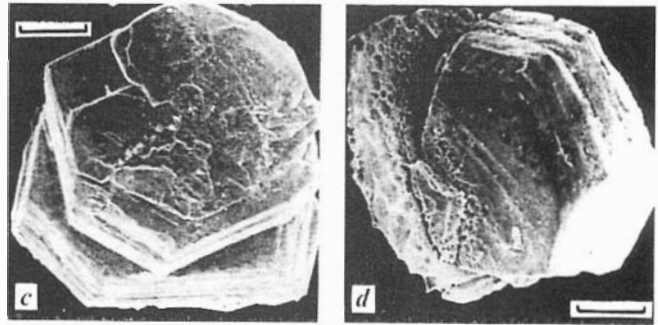
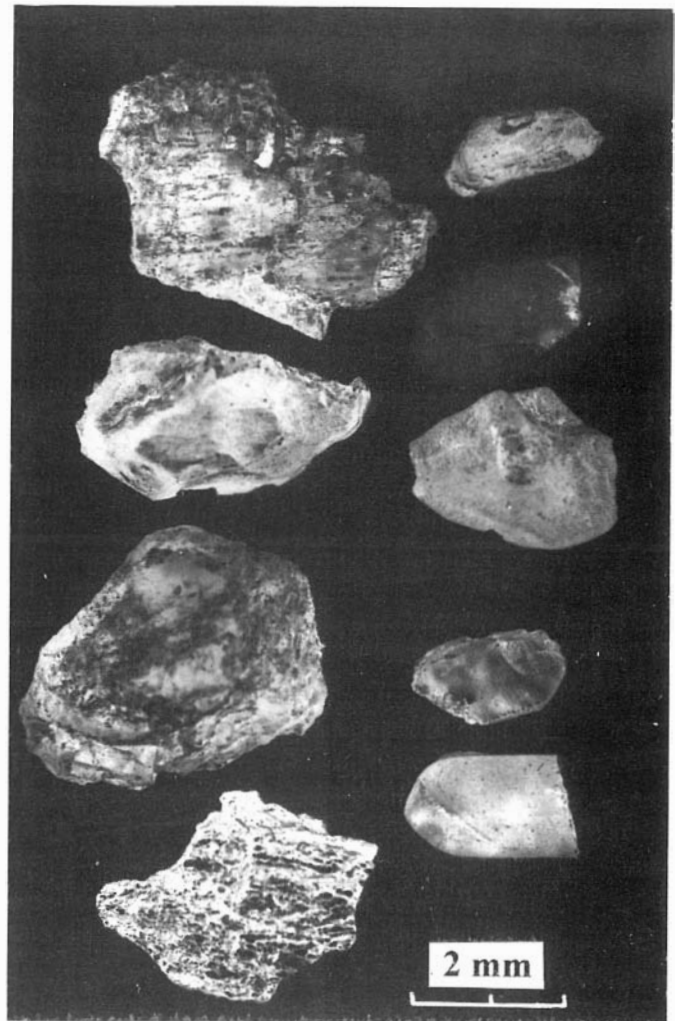


Fig. 12. Yakutites, impact re-deposited diamonds from the Popigai distal ejecta deposits. Volume-xenomorphic and angular flattened grains are the most common; sometimes, the hexagonal forms of the parental graphite crystals are inherited. After [Koptil', 1994].

The PIDs derived from graphite are characterized by the widespread hatching. This thin (with strips down to 2–5 μ m or smaller in width) hatching is represented by one or several systems of direct parallel lines; sometimes, systems of curved lines are also observed. The hatching strips are well-expressed in color, luster and relief. Some of them are considered to be a relic primary hatching [Val'ter, et al., 1992], which inherit mineralogical or crystallographic features of the parental graphite (Fig. 14). Others are considered to be a secondary hatching,



being planar elements formed together with the diamond paramorphs (Fig. 15); while others are lamella inclusions of graphite or the result of natural etching of the PIDs. In this final

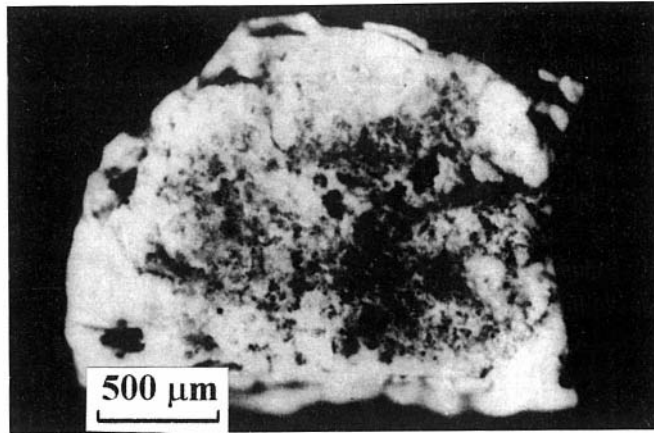


Fig. 13. Togorites, the ID paramorphs from coal: a xenomorphic grain. Kara crater, reflected light.

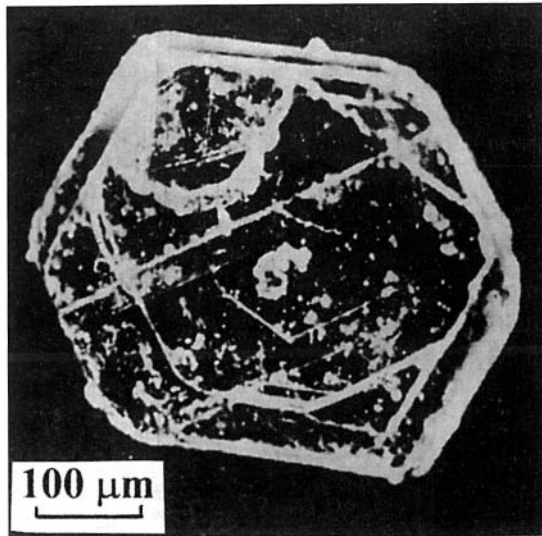


Fig. 14. Primary hatching on the ID paramorph, parallel to $(11\bar{2}0)$ of parental graphite. SEM image. After [Val'ter, et al., 1992].

case, a complex internal linear or layered structure of ID grain may be observed (Fig. 16). Layered internal structure of PID grains observed by micro-optical means is an example of relatively “coarse” type of this kind of structures. TEM observations by F. Langenhorst and V. L. Masaitis [1996] revealed also a superfine layered internal structure of ID grains, with individual layers varying in thickness from 0.1 to 0.5 μm .

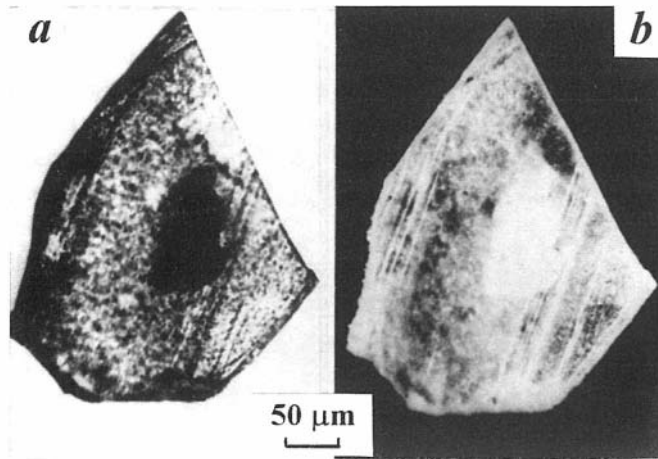


Fig. 15. Secondary hatching after [Val'ter, et al., 1992]: planar elements in ID paramorph derived from graphite. Transmitted (*a*) and reflected (*b*) light, Popigai. Photo by S. A. Vishnevsky, [1978].

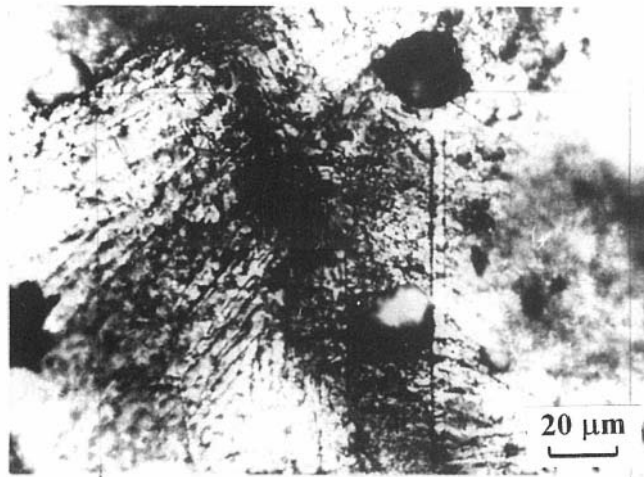


Fig. 16. Complex internal linear and fan-like structures of ID paramorphs derived from graphite. These structures are expressed in hatching and are available for observation due to surface corrosion. Reflected light. Popigai. After [Vishnevsky, 1978].

Superfine structural sculpture on the surface of PID grains may be observed under high magnification, due to tiny crystallites of cubic diamond (Fig. 17), which demonstrate a preferred orientation subordinated to crystallographic features of the parental graphite.

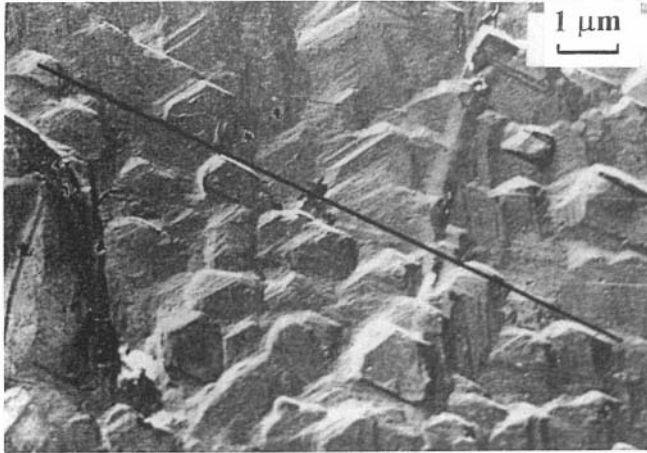


Fig. 17. SEM image of superfine sculpture of ID paramorph: cubic diamond crystals on the surface (0001) of parental graphite. Surfaces (100) of the diamond crystals are parallel to the trace ($11\bar{2}0$) of the graphite (black line). After [Val'ter, et al., 1992].

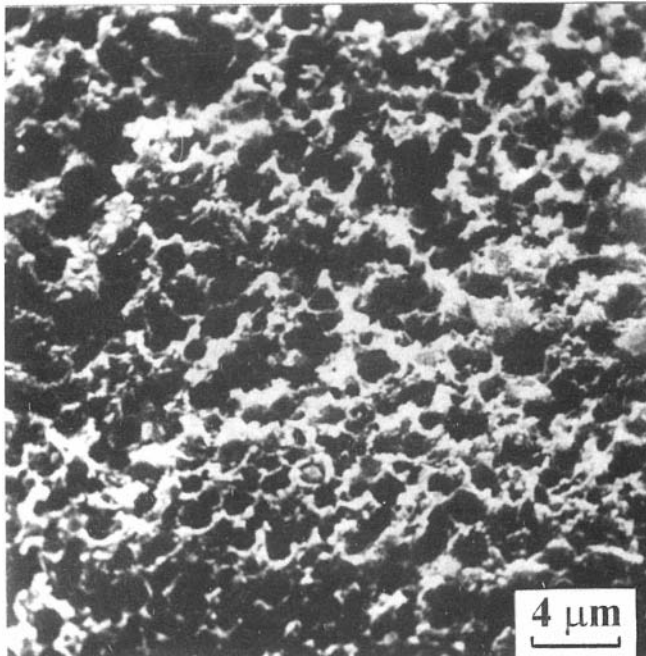


Fig. 18. SEM image of etching of diamond grains: superfine surface corrosion. Popigai. After S. A. Vishnevsky [1978].

A many of PIDs from astroblemes demonstrate surface of etching, which had taken place in the superheated impact melt by the action of OH^- , Na, K and other agents. Commonly, the traces of etching are represented by a superfine surface corrosion in form of a cell comb-like microrelief (Fig. 18). Sometimes, in

addition to the surface corrosion, the local patches of intensive etching form groups of large cavities and deep complex cross-cutting penetrations.

Differ from paramorphs derived from graphite and coal, a principally new group of fine ID grains found in Ries crater by R. M. Hough, et al. [1995a,b] has a grain size up to several tens of micrometers and is undetectable in details by optical means.

X-RAY AND ELECTRON-MICROSCOPIC DATA FOR IMPACT DIAMONDS

The discovery of a lonsdaleite, a hexagonal phase of diamond [Fron del and Marvin, 1967; Hannemann, et al., 1967] was one of the important contributions in the history of IDs research. However, it is still not unanimously agreed, whether the lonsdaleite is just a polytype of the cubic diamond [Godovikov, 1975; Kurdumov and P ilankevitch, 1979] or it is a new mineral species [Er'omenko and Polkanov, 1978; Masaitis, et al., 1990]. Nevertheless, lonsdaleite is an important typomorphic phase of IDs, and it has been used to conclude a shock origin of these diamonds. As shown by R. J. Hannemann, et al. [1967], the main spacings of lonsdaleite on the X-Ray patterns are equal to the same for cubic diamond (d/n , nm): 0.206, 0.126, and 0.1076, with an addition of several new lines, such as (d/n , nm): 0.218, 0.193, 0.150, 0.116 and 0.109. In structural aspect lonsdaleite is a wurtzite-like polymorph of carbon. As it was pointed out by A. V. Kurdumov and A. N. P ilankevitch [1979], such structures, being made up of one chemical element atoms, are usually unstable and are easily-destroyed by annealing and other processes. Within ID grain cubic diamond and lonsdaleite are twinned by spinel law [Masaitis, 1996].

X-ray data allow to estimate the lonsdaleite content in PIDs of complex (cubic + hexagonal phases) composition. Similar methods were proposed by A. A. Val'ter, et al. [1992] and V. M. Tovstogan, et al. [1977] for quantitative estimations of lonsdaleite content, although, as it was pointed out by A. V. Kurdumov and A. N. P ilankevitch [1979], textural aspect of PIDs may provide some limitations here. After A. A. Val'ter, et al. [1992], one can estimate the concentration, C (%), of lonsdaleite using the next dependencies:

$$C = A/(0.75A + 0.5) \times 100\% ;$$

$$C = A/(A + 0.5) \times 100\% \quad (\text{including the influence of IDs texture});$$

$$C = A/(A + 0.34) \times 100\% \quad (\text{corrections for one-dimensional structural disordering of lonsdaleite}),$$

where A is the ratio of intensities, I, photometrically-measured on X-ray pattern of main d-spacings for ID: 0.218 nm [(10 $\bar{1}$ 0) of lonsdaleite] to 0.206 nm [(111) of cubic diamond + (0002) of lonsdaleite], i. e., $A = I_{(0.218 \text{ nm})} / I_{(0.206 \text{ nm})}$.

Error of estimations, provided by all three dependencies, does not exceed the usual mistake of photometric observations.

Both morphologic types of Popigai PIDs from parental graphite (flattened and volume-xenomorphic grains) found in impact melt rocks are usually characterized by a presence of lonsdaleite, although sometimes they are represented by cubic phase only (Table 1). A minor impurity of chaoite and graphite is found sometimes in these PIDs (see d-spacings 0.412 nm and 0.370 nm for chaoite, and 0.335 for graphite on Debye pattern of grain 59u in Table 1). Accompanying graphite grains found in these rocks show various degree of shock metamorphism, ranging from relatively fresh individuals to strongly-disordered ones (Table 2). Graphite segregations in strongly-shocked gneiss fragments demonstrate partial (fine-grained aggregates of disordered graphite + cubic diamond + lonsdaleite + chaoite) or complete (cubic diamond + lonsdaleite + chaoite)

Table 1. X-ray Deye patterns for Popigai PIDs of pure cubic and cubic + hexagonal phase composition (after S. A. Vishnevsky [1978])

Grain № 617		Grain № 618		Grain № 201ш		Grain № 24ш		Grain № 59ш		Grain № 16ш		Cubic Diamond + lonsdaleite [Frondel and Marvin, 1967]	
random X-ray radiation		random X-ray radiation		random X-ray radiation		X-ray radiation was to layering		X-ray radiation was ⊥ to layering		X-ray radiation was to layering			X-ray radiation was ⊥ to layering
I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm
—	—	—	—	—	—	—	—	3	0.412	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.370	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.335	—	—	—	—
—	—	—	—	5	0.219	3	0.218	4	0.217	4	0.218	3	0.219
10	0.206	—	—	10	0.207	10	0.206	10	0.207	10	0.207	10	0.208
—	—	—	—	2	0.194	1	0.194	1	0.193	2	0.197	1	0.197
—	—	—	—	2	0.140	2	0.140	—	—	—	—	2	0.140
8	0.126	8	0.126	6	0.126	7	0.126	6	0.126	6	0.127	7	0.127
—	—	—	—	1	0.119	1	0.119	—	—	—	—	2	0.119
7	0.1077	7	0.1077	4	0.1080	5	0.1075	3	0.1071	5	0.1082	6	0.1082

Note. Grains № 617, 618 are of volume-xenomorphic type, and were derived from impact melt rocks (T1-tagamites); grains № 201ш (volume- xenomorphic), 29ш, 59ш and 16ш (of flattened and layered morphology) were derived from placers. Fe-filtered CoK α radiation; the direction of primary X-ray radiation is pointed out in respect to morphology of PIDs.

Table 2. X-ray Debye patterns for variously disordered graphites from Popigai impact melt rocks (data by [Vishnevsky, 1978])

Sample № 517		Sample № 816		Sample № 1548		Graphite (after [Mikheev, 1957])		Carbon (disordered graphite), after [XRDPF, 1969]		
I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I*	d/n, nm	hkil
10	0.335	10	0.334	10	0.336	10	0.335	100	0.337	0002
—	—	1	0.247	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	3	0.224	—	—	—
1	0.214	1	0.2112	—	—	5	0.213	2	0.213	10 $\bar{1}0$
3	0.2041	2 br	0.2021	1	0.2042	5	0.2036	3	0.2036	10 $\bar{1}1$
—	—	—	—	—	—	4	0.1848	—	—	—
—	—	2	0.1804	—	—	3	0.1801	1	0.1800	10 $\bar{1}2$
—	—	—	—	—	—	2	0.1700	—	—	—
5	0.1682	3	0.1677	1	0.1670	8	0.1675	8	0.1682	0004
1	0.1551	—	—	—	—	6	0.1541	2	0.1541	10 $\bar{1}3$
—	—	—	—	—	—	5	0.1274	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5	0.1274	—	—	—
3	0.1234	3	0.1230	1	0.1236	9	0.1230	6	0.1232	11 $\bar{2}0$
3	0.1158	2	0.1157	1	0.1161	9	0.1154	6	0.1155	11 $\bar{2}2$
2	0.1128	—	—	—	—	6	0.1117	2	0.1120	0006
—	—	—	—	—	—	4	0.1093	—	—	—
—	—	—	—	—	—	3	0.1014	—	—	—
3	0.9980	—	—	1	0.9960	8	0.9910	—	—	—
—	—	—	—	—	—	6	0.9880	—	—	—

Note. Fe-filtered CoK α radiation. *100-point diffractometric scale of intensity. br – a broad line on X-ray pattern.

transformation to PID. X-ray data for some of these complex graphite-ID associations are shown in Table 3 (sample № 486, see Fig. 8).

Impact diamonds paramorphs from Ries crater are also characterized by cubic diamond + lonsdaleite composition (Table 4). Similar results are also reported for ID paramorphs from graphite in other impact craters of Ukrainian shield (Zapadny, Obolon, Il'intsy, Terny craters, data by [Gurov, et al., 1995, 1996; Val'ter and Er'omenko, 1996; Val'ter, et al., 1992]), and in Puchezh-Katunski astroblema [Marakushev, et al., 1993].

From X-ray data, the ID paramorphs from parental graphite in impact craters are polycrystalline fine-grained (crystallites of ~1 μ m down to several nm in size) aggregates. In general, these paramorphs are made up of mixture of the cubic and hexagonal phases [Kaminsky, et al., 1985; Masaitis, et al., 1972; Polkanov, et al., 1973; Rum'antsev, et al., 1980; Vishnevsky and Pal'chik, 1975; Vishnevsky, 1978; and others]. Cubic phase dominates usually, up to 100 % whereas, the hexagonal phase forms an impurity (0–25 %), rarely growing in content up to 50–80 % [Val'ter, et al., 1992; Val'ter and Er'omenko, 1996]. The lonsdaleite content in PIDs is estimated to be: in Zapadny crater from 5–10 % to 40–50 %

Table 3. X-ray Debye patterns for chaoite-bearing incipient and full ID paramorphs on strongly-shocked parental graphite from Popigai crater (after [Vishnevsky and Pal'chik, 1975])

Carbon matter in Archean gneiss fragment, sample № 486 (Fig. 8)		ID grain № 201ш from placer		Carbon (disordered graphite), after [XRDPF, 1969]		Cubic diamond + lonsdaleite [Fron del and Marvin, 1967]		Chaoite [El-Goresy and Donnay, 1968]			
Graphite grains		Diamond grains									
I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I*	d/n, nm	I	d/n, nm	I**	d/n, nm
5	0.447	6	0.449	2	0.448	—	—	—	—	10	0.447
—	—	6	0.426	—	—	—	—	—	—	10	0.426
2	0.413	8	0.407	5	0.410	—	—	—	—	8	0.412
—	—	1	0.377	2	0.370	—	—	—	—	4	0.371
10	0.337	—	—	—	—	100	0.337	—	—	—	—
—	—	2	0.320	—	—	—	—	—	—	4	0.322
—	—	3	0.303	—	—	—	—	—	—	6	0.303
—	—	1	0.293	—	—	—	—	—	—	1	0.294
—	—	1	0.285	—	—	—	—	—	—	—	—
4 br	0.255	3	0.257	1	0.256	—	—	—	—	6	0.255
—	—	3	0.249	—	—	—	—	—	—	4	0.246
—	—	1	0.227	4	0.228	—	—	—	—	6	0.228
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0.224
1	0.218	3	0.217	4	0.217	—	—	4	0.218	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.213	—	—	—	—
3	0.2075	10	0.2070	10	0.2073	—	—	10	0.2061	4	0.210
—	—	—	—	—	—	3	0.2036	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1980
—	—	1	0.1940	2	0.1940	—	—	2	0.1933	—	—
—	—	—	—	—	—	1	0.1800	—	—	—	—
—	—	1	0.1699	—	—	—	—	—	—	—	—
2	0.1687	—	—	—	—	8	0.1682	—	—	—	—
—	—	—	—	1	0.1667	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.1541	—	—	—	—
4 br	0.1514	3	0.1503	1	0.1506	—	—	1	0.1500	1	0.1496
—	—	—	—	1	0.1390	—	—	—	—	1	0.1370
1	0.1291	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1289
1	0.1263	6	0.1257	8	0.1263	—	—	6	0.1257	1	0.1260
1	0.1238	—	—	—	—	6	0.1232	—	—	—	—
—	—	—	—	2	0.1197	—	—	—	—	4	0.1197
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0.1184
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1170	—	—
—	—	—	—	—	—	6	0.1155	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.1120	—	—	—	—
1	0.1077	4	0.1076	7	0.1080	—	—	3	0.1075	1	0.1080

Note: br - a broad line on X-ray pattern; * 100-point diffractometric scale of intensity; ** intensities after five-point scale of A. El-Goresy and G. Donnay [1968], re-calculated in ten-point scale: very very strong = 10; very strong = 8; strong = 6; moderate = 4; weak = 1 point of intensity.

[Gurov, et al., 1995, 1996]; in Puchezh-Katunski astroblema from 10 % to 70 % [Marakushev, et al., 1993]; in Popigai astroblema from 0 % to 30 % [Val'ter and Er'omenko, 1996]. It's also found by A. A. Val'ter, et al. [1992], that the lonsdaleite content in PIDs from small craters is higher (of average, ~35-40 %), then from the large ones (of average, < 30 %), i. e. the duration of a shock loading is important for preservation of this diamond phase. This phenomenon takes place due to unstable state of lonsdaleite structure, which anneals easily to cubic diamond [Kurdumov, et al., 1984; Polymorph modifications..., 1994].

Table 4. X-ray Debye pattern for Ries crater PID (after [Rost, et al., 1978])

Flattened PID grain from Ries crater		Cubic diamond + lonsdaleite [Frondel and Marvin, 1967]	
l	d/n, nm	l	d/q, nm
2	0.2170	4	0.2180
10	0.2067	10	0.2061
—	—	2	0.1933
1	0.1852	—	—
1	0.1765	—	—
—	—	1	0.1500
8	0.1262	6	0.1257
—	—	1	0.1170
6	0.1076	3	0.1076

Note. Ni-filtered, CuK α radiation

The impurity of chaoite (natural carbide), a high-temperature chain-structure polymorph of carbon, is found in some of the Popigai PID grains of complex (cubic diamond + lonsdaleite + disordered graphite) composition derived from graphite in strongly-shocked gneiss fragments (Table 3). Of possible chaoite origin are also d-spacings 0.412 nm and 0.370 nm observed in ID grain № 59III (Table 1). In some cases, Popigai PIDs with chaoite impurity are found in impact melt rocks and in placers (Table 3 and data by [Vishnevsky and Pal'chik, 1975]). Other findings of chaoite (Table 5) are also known either in association with shocked graphite from Popigai [Vishnevsky and Pal'chik, 1975] and some Ukrainian craters [Val'ter, et al., 1985], or as a pure phase in impact melt rocks of Ries crater [El-Goresy and Donnay, 1968]. Findings of chaoite are also known in Yakutites [Argunov, unpublished data].

From X-ray data by Ezersky [1986, 1987], ID paramorphs derived from coal, Togorites, may be of two types. One of them is represented by grains, whose Laue pattern has the only narrow ring corresponding to 0.206 nm d-spacing of (111) of cubic diamond; these PIDs may be interpreted as aggregates of superfine randomly-oriented crystallites. Another Togorites have full number of cubic diamond d-spacings on Laue pattern, to which, sometimes, a main (10 $\bar{1}$ 0) lonsdaleite spacing, 0.218 nm, is added, indicating impurity of hexagonal phase. X-ray data on Togorites are shown in Table 6. So, lonsdaleite is rarely observed in Togorites.

A similar low content or absence of lonsdaleite is also found in some of the Ureilite PIDs, originated from poorly- or non-crystallized forms of carbon: up to 10% in Goalpara PIDs, and no in Dyalpur PIDs [Lipschutz, 1964]. To the contrary, the lonsdaleite content in PIDs from iron meteorites, which originated from crystallized parental graphite is higher, up to 30 % (estimations for Canyon Diablo meteorite, data by [Hannemann, et al., 1967]). By the X-ray data of R. J. Hannemann, et al. [1967] the size of diamond crystallites in Canyon Diablo meteorite is estimated to be ~9-10 nm for cubic phase, and ~5 nm for hexagonal phase.

Table 5. X-ray data for chaoite and its associations with variously-disordered graphite in impactites from various craters

Ries ¹ chaoite			Popigai ² chaoite+graphite		Ukrainian ³ chaoite+graphite		Synthetic chaoite ⁴		Hexagonal graphite ⁵	
I*	d/n, nm	hkil	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm
10	0.447	11 $\bar{2}0$	—	—	1	0.460	5	0.447	—	—
10	0.426	11 $\bar{2}1$	5	0.427	3	0.425	4	0.426	—	—
8	0.412	10 $\bar{1}3$	5	0.412	3	0.380	10	0.412	—	—
4	0.371	10 $\bar{2}1$	2	0.370	—	—	3	0.371	—	—
—	—	—	10	0.336	10	0.338	—	—	10	0.336
4	0.322	10 $\bar{1}4$	—	—	2	0.323	10	0.322	—	—
6	0.303	20 $\bar{2}0$	—	—	3	0.300	1	0.303	—	—
1	0.294	21 $\bar{3}0$	—	—	—	—	1	0.2905	—	—
6	0.255	30 $\bar{3}0$	2	0.254	3	0.2555	2	0.253	—	—
4	0.246	21 $\bar{3}3$	2	0.247	2	0.2462	1	0.246	—	—
—	—	—	1	0.236	—	—	—	—	—	—
6	0.228	20 $\bar{2}5$	2	0.228	—	—	2	0.228	—	—
4	0.224	22 $\bar{4}0$	1	0.224	1	0.2159	0.5	0.223	—	—
—	—	—	2	0.2134	—	—	—	—	1	0.213
4	0.210	30 $\bar{3}4$	1	0.2094	—	—	1	0.210	—	—
—	—	—	2	0.2042	1	0.2018	—	—	5	0.2031
1	0.1983	20 $\bar{2}6$	1	0.1976	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	0.1821	1	0.1815	1	0.1820	1	0.1805
—	—	—	1	0.1701	—	—	—	—	2**	0.1700
—	—	—	5	0.1657	3	0.1664	—	—	3	0.1678
—	—	—	4	0.1546	4	0.1541	—	—	2	0.1545
1	0.1496	22 $\bar{4}7$	1	0.1480	1	0.1513	1	0.1496	—	—
1	0.1370	41 $\bar{5}6$	5	0.1378	4	0.1377	1	0.1370	4**	0.1358
—	—	—	1	0.1334	—	—	—	—	0.5	0.1321
1	0.1289	60 $\bar{6}0$	1	0.1291	—	—	—	—	—	—
1	0.1260	33 $\bar{6}6$	1	0.1256	—	—	0.5	0.1260	—	—
—	—	—	8	0.1233	—	—	—	—	4	0.1230
4	0.1197	33 $\bar{6}7$	1	0.1201	1	0.1198	0.5	0.1197	—	—
4	0.1184	42 $\bar{6}7$	1	0.1185	1	0.1184	0.5	0.1184	—	—
—	—	—	8	0.1157	?	?	?	?	9**	0.1154
—	—	—	2	0.1121	?	?	?	?	6**	0.1117
1	0.1080	—	1	0.1082	?	?	?	?	?	?
—	—	—	1	0.1016	?	?	?	?	3**	0.1014
—	—	—	5	0.0994	?	?	?	?	8**	0.0991

Note. Source of data: ¹after [El-Goresy and Donnay, 1968]; ²after [Vishnevsky and Pal'chik, 1975]; ³after [Val'ter, et al., 1985]; ⁴after [Sobolev, et al., 1985]; ⁵after [Kurduumov, 1972]; ? – no data reported.

*For comparison, 5-point scale by A. El-Goresy and G. Donnay [1968] is recalculated into 10-point scale: very very strong = 10; very strong = 8; strong = 6; moderate = 4; weak = 1.

**Additional data for graphite from [Mikheev, 1957].

Table 6. X-ray characteristics of Togorites (after [Ezersky, 1986])

Analyses 1		Analyses 2		Analyses 3		Cubic diamond (after [Mikheev, 1957])	
d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	hkl
0.206	100	0.205	100	0.206	10	0.206	111
—	12	0.1259	44	0.1259	8	0.126	220
—	5	0.1075	7	0.1072	7	0.1072	311

Note. Diffractometer DRON-5, non-filtered $\text{CuK}\alpha$. Every analyses was performed for 20-40 non-crushed grains distributed on area of $\sim 7 \text{ mm}^2$.

In the site of Tunguska event [Kvasnitsa, et al., 1979], ID findings were made in peat horizon of 1908-age. Four individual grains of ID found here are polycrystalline fine (the size of crystallites ranges from 0.1 to 1 μm) aggregates which are made up of cubic diamond with the impurities of graphite, lonsdaleite, and troilite. These diamonds may be also referred as PIDs derived from crystallized carbon. X-ray data on Tunguska PIDs are shown in Table 7.

All the PIDs originated from parental graphite, exhibit various degrees of the preferred orientation of crystallites, up to the state of "monocrystal" [Kaminsky, et al., 1985; Masaitis, et al., 1972; Rost, et al., 1978; Val'ter, et al., 1992; Vishnevsky, 1978]. The examples for Popigai PIDs are shown on Fig. 19. Spatial structural relations between cubic diamond and lonsdaleite were investigated by M. I. Sokhor and S. I. Futergendler [1974], and the same was made for parental graphite, cubic diamond and lonsdaleite by L. I. Gorogotskaya, et al. [1989] and A. A. Val'ter, et al. [1992]. As it was found by last two investigations, the new high-pressure polymorphs of carbon have preferred orientation with respect to the crystal structure of the parental graphite, for example:

$(10\bar{1}0)$ of lonsdaleite \parallel to (111) of cubic diamond and to (0001) of parental graphite;

$[11\bar{2}0]$ of lonsdaleite \parallel to $[110]$ of cubic diamond and to $[\bar{1}2\bar{1}0]$ of parental graphite;

$[10\bar{1}0]$ of lonsdaleite \parallel to $[111]$ of cubic diamond and to $[0001]$ of parental graphite.

The influence of preferred orientation of crystallites becomes evident even on Debye patterns when various orientations of primary X-ray radiation in respect to PID morphology provide different Debye patterns for just the same grain (see, for example, data for grain № 16III on Table 1).

In the case of ID paramorphs derived from poorly- or non-crystallized carbon, the preferred orientation of crystallites is weakly-expressed or absent. Such examples are known in the case of Togorites [Ezersky, 1982] and in PIDs from some Ureilites, for example, Dyalpur [Lipschutz, 1964]. In contrast to these Ureilites, there is preferred orientation of crystallites in PIDs from some other Ureilites, for example, from Goalpara [Lipschutz, 1964], and from iron meteorites (graphite source of carbon). Such a distinction between these two kinds of Ureilite PIDs is accompanied by different size of their crystallites: $\sim 10 \text{ nm}$ for Goalpara, and $> 30 \text{ nm}$ for Dyalpur [Lipschutz, 1964].

Table 7. X-ray data for Tunguska ID grains (after [Kvasnitsa, et al., 1979])

Grain 1		Grain 2		Grain 3		Grain 4		Graphite*		Diamond*		Lonsdaleite*		Troilite*	
I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm	I	d/n, nm
4	0.414	2	0.415	2	0.420	3	0.412	—	—	—	—	—	—	—	—
2	0.369	4	0.372	2	0.374	3	0.374	—	—	—	—	—	—	3	0.382
7	0.332	9	0.330	4	0.336	7	0.335	100	0.336	—	—	—	—	—	—
1	0.296	1	0.295	1	0.302	1	0.300	—	—	—	—	—	—	6	0.2968
3	0.269	5	0.265	2	0.268	2	0.265	—	—	—	—	—	—	7	0.2644
1	0.239	1	0.242	1	0.243	1	0.252	—	—	—	—	—	—	1	0.2531
6	0.230	6	0.230	3	0.230	3	0.231	—	—	—	—	—	—	—	—
8	0.217	6	0.218	4	0.219	3	0.219	10	0.213	—	—	100	0.219	—	—
10	0.2067	10	0.2072	10	0.2087	10	0.2080	50	0.203	100	0.206	100	0.206	10	0.2085
2	0.1930	2	0.1940	2	0.1953	1	0.1926	—	—	—	—	50	0.1920	4	0.1921
2	0.1798	1	0.1834	2	0.1814	2	0.1824	5	0.1800	—	—	—	—	—	—
2	0.1732	2	0.1724	1	0.1738	2	0.1730	—	—	—	—	—	—	2	0.1755
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	0.1720
4	0.1646	6	0.1652	3	0.1654	3	0.1647	80	0.1678	—	—	—	—	5	0.1637
1	0.1511	1	0.1518	3	0.1500	2	0.1520	10	0.1544	—	—	25	0.1500	—	—
1	0.1474	1	0.1460	—	—	3	0.1470	—	—	—	—	—	—	5	0.1472
2	0.1400	3	0.1394	3	0.1414	3	0.1394	—	—	—	—	—	—	3	0.1448
1	0.1335	1	0.1347	—	—	2	0.1359	—	—	—	—	—	—	8	0.1328
8	0.1257	8	0.1256	6	0.1256	5	0.1257	30	0.1232	25	0.1261	75	0.1260	6	0.1319
2	0.1189	3	0.1186	1	0.1189	2	0.1193	—	—	—	—	—	—	4	0.1182
—	—	1	0.1163	1	0.1164	1	0.1162	50	0.1158	—	—	50	0.1170	—	—
—	—	1	0.1135	—	—	1	0.1146	20	0.1120	—	—	—	—	—	—
5	0.1070	5	0.1075	3	0.1076	5	0.1075	16	0.1075	16	0.1075	25	0.1075	—	—
—	—	3	0.1000	1	0.990	2	0.998	40	0.994	—	—	—	—	—	—

Note. X-ray Debye patterns, non-filtered $\text{CuK}\alpha$. * Standard patterns (after [XRDPF, 1973]).

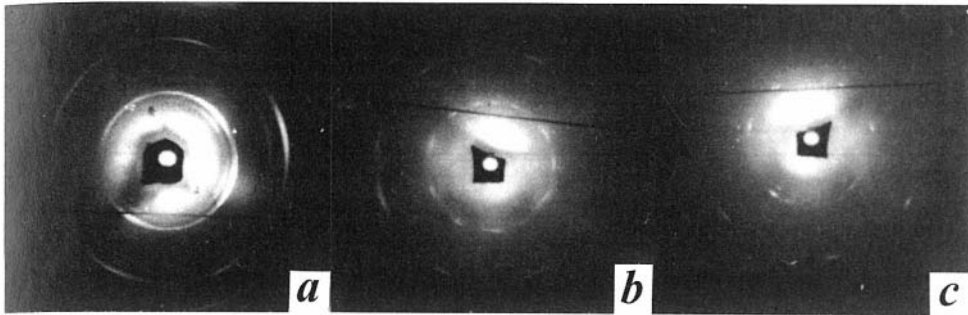


Fig. 19. Various degrees of the preferred orientation of crystallites in Popigai PIDs (X-ray Laue patterns, $\text{MoK}\alpha$): a) moderately-expressed (a volume-xenomorphic grain); b) well-expressed (a layered grain which made up of subparallel pseudo-hexagonal plates rotated in respect to each other; the primary X-ray radiation was \perp to the plates); and c) perfectly-expressed one, i. e., of "monocrystal" type (a flat euhedral hexagonal plate; the primary X-ray radiation was \perp to the plate). After [Vishnevsky, 1978].

Fine ID grains found in Ries crater [Hough, et al., 1995a,b] are represented by skeletal aggregates which made up of intergrowths by cubic diamond (crystallites ranging in size from several tens of nm to $2\ \mu\text{m}$) and variably sized SiC crystallites of probably 4H α -SiC type (determinations by transmission electron microscopy, TEM). No lonsdaleite was found in these grains. Nanodiamonds from K/T boundary layer of Northern America [Carlisle and Braman, 1991] are also characterized by pure cubic phase composition (X-ray and electron diffraction determinations); under the TEM these diamonds were found to be $\sim 3\text{--}5\ \text{nm}$ in size and mainly octahedral in form. For comparison, meteoritic nanodiamonds are also made up of cubic phase [Lewis, et al., 1987b]; under the electron microscope these diamonds were found to be of irregular form without any epitaxy, but (111)-twinning of the diamonds was found in Orgueil meteorite [Buseck and Barry, 1988].

OTHER FEATURES OF IMPACT DIAMONDS

Some typology features of terrestrial ID paramorphs from parental carbon matter are shown in Table 8, and are considered below. As one can see, there is an imposing distinction between PIDs originated from graphite and coal in density, spectra of photoluminescence, impurity of paramagnetic nitrogen, beginning of combustion and carbon isotopic composition. As it was shown above, such a distinction is also accompanied by differences between both types of the PIDs in morphology, structure and phase composition. The distinctions in isotopic composition and in impurity of nitrogen are also shown on Fig. 20.

In general, the carbon isotopic composition of terrestrial ID paramorphs is "light", with $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ranging from $-9\ \text{‰}$ to $-24.57\ \text{‰}$ [Galimov, 1984; Ivanovskaya, 1982; Kaminisky, et al., 1977; Koptil', 1994; Vishnevsky, et al., 1974; and others]. Data on Popigai in-crater PIDs and Yakutites show that they have similar isotopic composition with parental

Table 8. Typology of the terrestrial Impact Diamonds

Properties	ID paramorphs on graphite, Popigai crater		ID paramorphs on coal (Togorites), Kara crater
	in impactites of crater	in distal ejecta deposits (Yakutites)	
Density, g/cm ³	up to 3.51	3.44—3.55	2.5—3.1, rarely up to 3.3
Photoluminescence:			
— intensity	very weak/no	very weak/no	weak or no
— color	yellow-orange	brisk-red, yellow-green	brisk-redorange
— spectrum bands, nm	600, 693, 718, 777	600, 693, 718, 777	640, 660, 680*
Impurity of paramagnetic nitrogen (C-centers/cm ³)	<10 ¹⁵	<10 ¹⁵	n·10 ¹⁵ —10 ²⁰
Start of combustion, T °C	580—760	?	520—650
Ash content, wt.%	?	2.15	0 to 2—3
δ ¹³ C _{PDB} , ‰	-12.30 to -18.67	-9.9 to -20.1	-22.57 to -24.57

Note. Data by V. I. Koptil' [1994], repeated also in [Vishnevsky et al., 1995]. * Data by V. L. Masaitis et al. [1990].

graphite (Fig. 20a). The same is also equal for other terrestrial ID paramorphs from graphite [Gritsik, et al., 1989; Kaminsky, et al., 1977; Masaitis, et al., 1990; Val'ter, et al., 1992; and others]; Togorites inherit the carbon isotopic composition of parental coal matter too. So, there was no essential isotopic separation of carbon during the formation of terrestrial PIDs.

Data for meteoritic ID paramorphs are more scarce. In comparison to terrestrial PIDs, the carbon isotopic composition of the Canyon Diablo PIDs is more "heavy" ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.8\text{‰}$, a single determination, data by [Vdovykin, 1971]) and similar to the source graphite of this meteorite ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ from -5.0‰ to -8.2‰ , data by [Vdovykin, 1971]). The same isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.7\text{‰}$, data by [Vdovykin, 1967]) was obtained for Ureilite PIDs, and is similar both to individual grains of the parental carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.3\text{‰}$, data by [Vdovykin, 1967]) and to the bulk composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -1\text{‰}$ to -10‰ , data by [Grady, et al., 1985]) of the parental carbon in these meteorites. Like for terrestrial PIDs, there was no isotopic separation of carbon during the shock formation of ID in meteorites. No separation effects were observed also in case of shock synthesis of diamond [Ivanovskaya, et al., 1981]. The noble gases content in pre-shock non-crystallized carbon from Ureilites is several tens of times greater, than in co-existing crystallized graphite from the same meteorites [Wacker, 1986]. This fact seems to be important for understanding the origin of PIDs (various sources of carbon) and for the early history of Ureilites themselves.

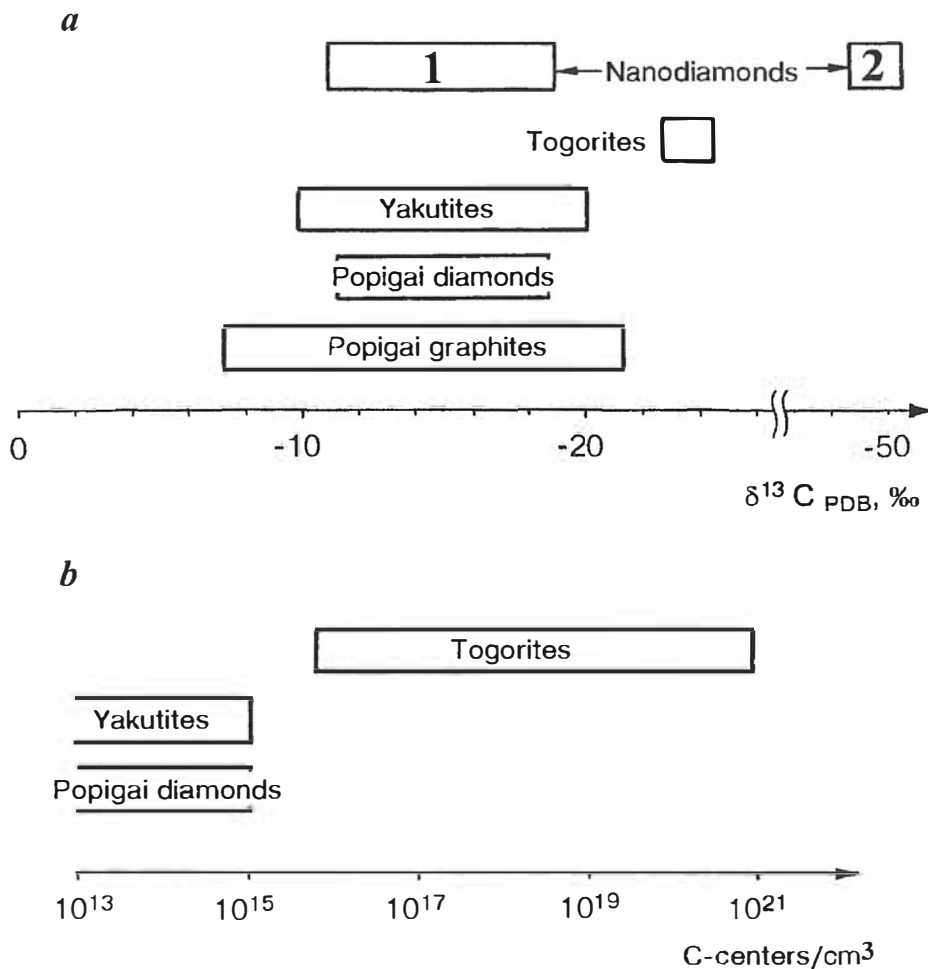


Fig. 20. Comparison of PIDs derived from graphite (Popigai) and from coal (Togorites of Kara crater) in terms of carbon isotopic composition (*a*) and in the impurity of paramagnetic nitrogen (*b*). Carbon isotopic compositions of “terrestrial” (1, after [Gilmour, et al., 1992]) and of “interstellar” (2, after [Carlisle, 1992]) kind for nanodiamonds from North American K/T boundary layer are also shown on Fig. 20*a*.

The nanodiamonds found in meteorites, have anomalously “light” carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ is down to -30‰ to -40‰ , data by [Lewis, et al., 1987a; Ash, et al., 1988]) and have the impurities of N, H, He and other noble gases. The nitrogen impurity here is characterized by an extremely negative isotopic compositions, with $\delta^{15}\text{N} = -345 \pm 16 \text{‰}$ [Gilmour, et al., 1992], and $\delta^{15}\text{N}$ from -574‰ to -1000‰ [Lewis, et al.,

1989]; the hydrogen impurity is also anomalous in its isotopic composition, with $\delta D = 180 \pm 11$ ‰ [Lewis, et al., 1989].

The carbon isotopic composition of nanodiamonds from terrestrial locations (K/T boundary layer in Northern America, related to Chicxulub impact event (data by [Carlisle and Braman, 1991; Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]) is characterized by discrepancy of data (Fig. 20a): “interstellar” $\delta^{13}C_{PDB} = -48$ ‰ composition, determinations by [Carlisle and Braman, 1991; Carlisle, 1992] compared to “terrestrial” $\delta^{13}C_{PDB} = -11$ ‰ to -19 ‰ compositions by [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]. However, the data I. Gilmour, et al. [1992] for these nanodiamonds are accompanied by “terrestrial” compositions of nitrogen impurity ($\delta^{15}N$ ranging from -17 ‰ to $+8,5$ ‰). Nano- and micrometer-size diamonds in intergrowths with SiC, related to impactites of the Ries crater have carbon isotopic composition, $\delta^{13}C_{PDB}$, of -16 ‰ and of -22 ‰ (data by [Hough, et al., 1995a,b]).

Infra-Red absorption spectra of terrestrial PIDs derived from graphite, show the usual spectra pattern of “diamond system” and demonstrate a definite sensitivity of the method to the lonsdaleite content within the spectrum bands of 1219 – 1230 cm^{-1} , 1080 cm^{-1} and 1030 cm^{-1} [Kaminsky, et al., 1985; Val'ter, et al., 1992].

Photoluminescence of terrestrial PIDs was investigated by various authors [Bocky, et al., 1986; Gnevushev, et al., 1973; Masaitis, et al., 1990; Val'ter, et al., 1992; and others]. This data distinguish PIDs derived from parental graphite (system of bands within spectrum range 650 – 780 nm) and coal (system of bands within spectrum range 640 – 680 nm). From the data of A. A. Val'ter, et al. [1992], three types of the spectra were observed for terrestrial PIDs derived from graphite, depending mainly on their color: type 1, is a common (yellow diamonds) – system of bands within 590 – 775 nm spectrum range; type 2, is a wide-spread (gray, and, sometimes, pale-colored diamonds) – system of bands within 600 – 750 nm spectrum range; type 3, is a rare (color-less and white diamonds) – system of bands within 600 – 750 nm spectrum range. As it is pointed out by A. A. Val'ter, et al. [1992], the data obtained may be a sensitive tool to detect the presence of lonsdaleite and to make a qualitative estimations of its content. It was also shown by G. B. Bocky, et al. [1986] and A. A. Val'ter, et al. [1992] that photoluminescence spectra provide means to study various lattice dislocations in PIDs. Photoluminescence of the Novo Urey PIDs is similar in pattern (spectrum bands 640 , 660 and 680 nm) to the “coal” PIDs, Togorites [Masaitis, et al., 1990].

Ultraviolet luminescence is common in general for terrestrial PIDs, depending on their phase composition (lonsdaleite content) and grain color. By the data of A. A. Val'ter, et al. [1992] this luminescence is yellow-orange in case of its exciting by long-wave range of ultraviolet spectra. At this, within 0 – 10 % content of lonsdaleite impurity, the higher the content, the more intensive luminescence. However, at > 10 % of lonsdaleite impurity, the luminescence becomes weaker, and disappears at all at 30 % of lonsdaleite.

Thermoluminescence of terrestrial PIDs was not detected (data by [Val'ter, et al., 1992]), neither at single heating procedure, nor at numerous attempts of its exciting by a combined action of X-ray radiation and heating.

Cathodeluminescence of terrestrial PIDs is similar to those observed at ultraviolet luminescence but is characterized by more higher intensity [Val'ter, et al., 1992].

X-ray luminescence of terrestrial PIDs (data by K. P. Argunov, referred in [Val'ter, et al., 1992]) is weak in intensity compared to those found for kimberlite diamonds (1–14 relative units for PIDs vs. up to 300 relative units for kimberlite diamonds) or is absent at all. This feature of PIDs is similar to those found for another fine-grained polycrystalline diamond aggregates of various origin. The highest intensity of X-ray luminescence (up to 14 relative units) was observed for yellow PIDs whereas, for black ones it decreases down to 1 relative unit.

It was postulated by M. A. Gnevushev, et al. [1973] that the absence of structural impurity of nitrogen is a typomorphic feature of PIDs. However, more recent data show [Masaitis, et al., 1990; Val'ter, et al., 1992], that some PIDs contain an impurity of nitrogen. Electron Paramagnetic Resonance data [Masaitis, et al., 1990; Val'ter, et al., 1992; Koptil', 1994], indicate considerable structural defects in terrestrial PIDs (from $10^{16}/\text{cm}^3$ to $10^{20}/\text{cm}^3$), as well as an impurity of paramagnetic nitrogen (C-centers/ cm^3 , from $< 10^{15}$ to 10^{20}) is found in these diamonds. In last aspect, PIDs derived from graphite and coal, are essentially different (Fig. 20b). Electron Paramagnetic Resonance data by G. P. Vdovikin [1967] indicate the presence of paramagnetic nitrogen impurity in Novo Urey PIDs (C-centers), in addition to a common high level of structural defects.

Raman spectra, as was first shown by N. B. Reshetnyak and V. A. Ezersky [1990], are very useful to discrimination between kimberlitic, impact and synthetic diamonds on the

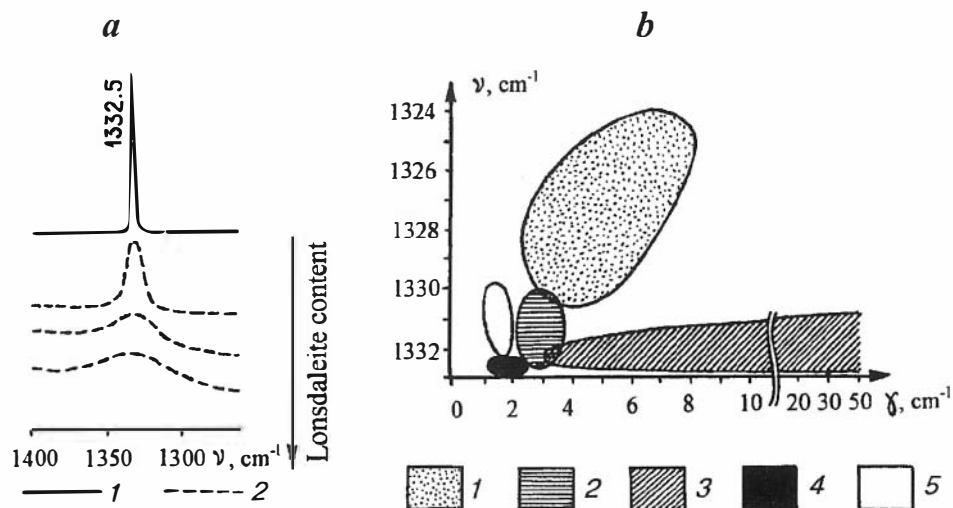


Fig. 21. Raman spectra of natural (kimberlitic and impact) and synthetic diamonds: (a) a first order Raman line of kimberlitic (1) and impact (2) diamonds; its broadening γ for PIDs is correlated with X-ray detected lonsdaleite content: the greater the content, the broader the line; (b) $\nu - \gamma$ plot for natural and synthetic diamonds (1 – Novo Urey IDs; 2 – Togorites, the ID paramorphs on coal, Kara crater; 3 – ID paramorphs on graphite, Popigai crater; 4 – kimberlitic diamonds; 5 – synthetic diamonds). After [Reshetnyak and Ezersky, 1990].

one hand, and between PIDs of various origin, on the other (Fig. 21). By the opinion of N. B. Reshetnyak and V. A. Ezersky [1990], this kind of spectroscopy is also sensitive (broadening γ for main diamond Raman line) for the presence of lonsdaleite impurity in PIDs. However, data by E. N. Fedorova, et al. [1996] show some another interpretation of the broadening. After them, the asymmetric broadening observed for both the Popigai PIDs derived from graphite and for Kara Togorites derived from coal, is a result of superposition of several lines (a splitting of the diamond Raman line in three ones: of 1323 cm^{-1} , 1329.5 cm^{-1} and 1336 cm^{-1} for Togorites, and 1326 cm^{-1} , 1331 cm^{-1} and 1336 cm^{-1} for Popigai PIDs). At this, the 1336 cm^{-1} splitting is likely to be related with internal stress in ID structure whereas, low-frequency splitting may be due to either lonsdaleite impurity, or influence of superfine size of diamond crystallites.

Except for the carbon polymorphs, other mineral inclusions are known in PIDs: quartz and silicate minerals (Popigai IDs); kamacite (Canyon Diablo IDs); quartz, pyrite and elemental Cu and Ni (in Togorites); troilite (Tunguska IDs); kamacite, troilite and chromite (the PIDs from Ureilites). Besides this, elemental constituents in the terrestrial PIDs are Si (up to 1 wt.%), Ca (up to 0.8 wt.%) and Fe (up to 0.6 wt.%). Small amounts of Mg, Al, Zr and other components are also present in PIDs (data by [Val'ter, et al., 1992]).

ORIGIN OF IMPACT DIAMONDS

In accordance with the data known, all the IDs may be divided into two principally-different groups: 1) ID paramorphs derived from parental carbon matter by shock transformation (PIDs); 2) recently discovered nano- and micrometer-size ID of any other origin, named below as "nano- and micrometer-size IDs" (NMIDs).

ID paramorphs from parental carbon

Historically, the first PIDs (their origin was established later) were found in Novo Urei carbonaceous chondrite [Yerofeev and Lachinov, 1888] and Canyon Diablo iron meteorite [Foote, 1891]. The origin of meteoritic IDs debatable, until the detailed study of the Canyon Diablo meteorite and its diamonds was made [Anders, 1965; Anders and Lipschutz, 1966; Brett and Higgins, 1969; Lipschutz and Anders, 1961; and others]. The successful shock synthesis of diamond was achieved at approximately the same time [Bundy and Kasper, 1967; Hannemann, et al., 1967; and others]. All these contributions clearly shown the impact origin of the diamonds as paramorphs derived from parental carbon matter. The preferred orientation of crystallites, together with an impurity of lonsdaleite, is now considered to be an evidence of the impact origin of these diamonds [Lipschutz, 1964; Hannemann, et al., 1967; and others]. This progress stimulated the quest and study of ID in another meteorites [Vdovykin, 1967, 1969a,b; and others]. Shock origin of ID in meteorites is also supported by traces of shock metamorphism which are broadly-widespread in various types of ID-ferrous meteorites. These traces comprise a number of features (after [Dodd, 1981]): brecciation; formation of diaplectic plagioclase glass, maskelynite (shock pressures

23–40 GPa, data by [Reimold and Stoffler, 1978]); various shock effects in olivine (cracking, pressures up to 45 GPa; undulatory and mosaic extinction, and granulation, pressures up to 45 GPa; recrystallization, pressures 60 GPa and more; estimations after [Reimold and Stoffler, 1978]); and in pyroxene (transformation of orthopyroxene to mechanically-twinned clinopyroxene observed in chondrites); Neumann bands in kamacites from various iron meteorites; traces of impact melting. To this, together with PIDs, findings of some high pressure minerals of possible shock origin in the meteorites can be added [after [Dodd, 1981]): ringwoodite (or “olivine” with spinel structure), majorite (pyroxene [Mg, Fe]SiO₃ equivalent with garnet structure), and others.

H. H. Nininger [1956] and M. E. Lipschutz and E. A. Anders [1961] had shown that the Canyon Diablo PIDs originated from graphite during an impact of Canyon Diablo meteorite with the Earth, whereas, the PIDs of another iron meteorite, ALHA-77283, were originated by an impact in space [Clarke, et al., 1981]. The source of the matter of PIDs in Ureilites seems to be poor- or non-crystallized carbon, if one takes into account the similar isotope composition for both the diamonds and the carbon. As it was supposed by A. A. Val’ter, et al. [1992], at least, two possible scenario for a shock origin of the PIDs in Ureilites can be proposed. 1. A primitive non-crystallized carbon matter enriched with “colloid” diamonds (as stimulating nuclei for shock growth of diamond) should be transformed to relatively “coarse” PIDs without preferred orientation of crystallites (PIDs of Dyalpur type). 2. Pre-shock metamorphosed, i. e. crystallized in any way, carbon matter, free of interstellar nanodiamonds, should be transformed to relatively “fine” PIDs with clearly-expressed preferred orientation of crystallites (PIDs of Goalpara type). By the data of R. S. Lewis, et al. [1987b] and G. R. Huss [1990], due to thermal instability of nanodiamonds, pre-shock metamorphosed carbon matter should have really low content or absence of “colloid” nanodiamond nuclei, which is impossible to stimulate shock growth of “coarse” PIDs.

Most of meteorites, probably, were impact-ejected from subsurface part of the parental bodies. By H. Melosh [1989], shock metamorphism and ejection of subsurface material, comparing to the transformations of deeply-localized target rocks at a given impact event, are characterized by the next features: 1) more low intensity and duration of shock affect; 2) ejection of the excavated rock material with the highest velocities. So, the time, pressure and temperature conditions of PIDs origin in meteorites, as well as a completeness of the transformation were similar to those which are obtained in shock synthesis of diamond paramorphs. For example, the problem of quenching of shocked carbon in order to avoid annealing and to preserve the diamonds in experiments should be of the same importance for natural PIDs in a lot of meteorites.

Diamond findings in meteorites become a logical background for quest and discovery of ID in terrestrial impact craters [Masaitis, et al., 1972; and others]. Based upon a number of petrologic investigations and evidence of shock metamorphism, an impact origin of these diamonds is undoubted. However, compared to PIDs in meteorites, the formation conditions for the diamonds in terrestrial impact craters are characterized by some differences. Even at equal shock pressure – temperature parameters, these differences should include: 1) more longer time of shock-load state (~0.1 to 1 s for large impact events), similar to the state of

quazistatic compression; 2) more complete shock transformations; 3) clearly-expressed thermal homogenization between differently-heated components. As a result, a heat exchange between carbon particles and enclosing material should take place still in shock-loaded state. This conclusion becomes valid especially, if one takes into account that a relatively “long” time of the process (up to 1 s) is combined with a usually-small size (1 to several mm) and a lamella form of graphite particles. Consequently, in case of large-scale impact event, the pressure–temperature being of impact diamond grain is not limited exclusively by a behavior of shock-compressed carbon matter itself, but a pressure–temperature state of enclosing rock is also important, providing background conditions for diamond annealing, preservation and other evolution both in compressed state and after pressure release. Some data on shock pressure – residual temperature dependencies for most important target rocks are shown on Fig. 22A. Following them, one can see, that in case of dense target rocks ID grain should be more “hot” than media and may experience any cooling/quenching affect from the side of enclosing material still before pressure release; to the contrary, in case of porous target rock this grain may experience any additional heating from the side of environment. So, in case of large-scale terrestrial impact events, the shock pressure/residual temperature conditions for PIDs should be limited, on the one hand, by behavior of hard (granites and gneisses) target rocks, and by behavior of porous (sandstones) rocks on the other hand.

In case of terrestrial impact craters with graphite-bearing target rocks, IDs found here often inherit morphology of parental graphite crystals (including their full or partial hexagonal shapes, peculiar features and intergrowths), and are characterized by preferred orientation of crystallites. It was shown that these IDs are diamond paramorphs derived from parental graphite [Val'ter, et al., 1992; Vishnevsky, 1978; and others], i. e., they are PIDs. Other, the most widespread morphological types of PIDs found here (flattened angular grains and volume-xenomorphous grains) are the result of shock fragmentation of parental graphite aggregates due to volume decrease of carbon matter during phase transformation (down to $-1.6 \times$). This conclusion is supported by observations of PIDs with the same morphological features derived from scales of parental graphite in shocked gneisses (see Fig. 8). Recently it was supposed by F. Langenhorst and V. L. Masaitis [1996], that volume-xenomorphous ID grains from Popigai impact melt rocks (tagamites and suevites) are the impact vapor condensation products. However, there are some reasons to object against such an interpretation. Volume-xenomorphous ID grains from Popigai impactites are characterized by: a) often impurity of lonsdaleite and preferred orientation of crystallites; b) occurrences in shocked gneiss fragments. In addition, inadequately low level of shock metamorphism is documented in Popigai diamond-bearing impact glasses from suevites and tagamites (melting of gneisses requires 60 to 90 GPa shock pressures; possible incipient vaporization (> 90 GPa) is not confirmed; all the glasses, with a small exclusion, are constantly saturated with non-melted Archean gneisses and their minerals), and it was impossible to provide the shock melting and vaporization of graphite in these rocks.

In case of terrestrial impact craters with coal-bearing sedimentary target rocks, IDs found here (Kara crater) are also considered to be as diamond paramorphs, PIDs, derived from parental coal [Ezersky, 1986, 1987]. This conclusion is based upon continuous rank of

transient species of carbon matter ranging from coal to Togorites, as well as upon the impurity of lonsdaleite and weak preferred orientation of crystallites which sometimes is observed in Togorites.

Concerning the PIDs from the parental graphite, it is supposed that such a transformation is possible by both the martensitic (the crystal state of the shocked source mineral) and the diffusion (liquid or any short-order range amorphous state of the source mineral) process [Khomenko, et al., 1975]. Undoubtedly, the transition to ID had taken place by the martensitic way only for the paramorphs with the crystallites of preferred orientation with respect to the parental graphite. Both the martensitic and diffusion processes of transformation are possible for mainly cubic PIDs, with weakly-expressed or without preferred orientation of crystallites. As for the hexagonal phase, it should be originated first, then annealed partially or completely to the cubic one while still at the shock-loaded state [Val'ter, et al., 1992]. For the Togorites, the PIDs derived from coal, the transition had probably taken place by diffusion process only, at high residual temperatures.

Summarized data for the shock pressure – residual temperature conditions for origin of terrestrial PIDs from both parental graphite and coal, following from experiments and petrologic conclusions, are shown on Fig. 22B. According to the pressure-release adiabats [McQueen and Marsh, 1967], the transformation of graphite to a mixture of cubic diamond + lonsdaleite occurs at shock pressures of 40–60 GPa (mixed-phases regime, with a partial transition), whereas the complete transition to ID had taken place at pressures > 60 GPa. In laboratory shock experiments, with $\sim 10^{-6}$ s duration of impulse, the transformation of graphite to the cubic diamond only has taken place at the pressures of ~ 30 –50 GPa [De Carli and Jamieson, 1961; Hannemann, et al., 1967]); whereas, the same transition to a mixture of cubic diamond + lonsdaleite occurs at pressures of ~ 70 –140 GPa (Du Pont shock and quenching zone [Hannemann, et al., 1967]). At the Popigai crater (duration of the shock impulse was ~ 1 s), the partial cubic + hexagonal diamond paramorphs from the parental graphite originated at pressures of ~ 35 –50 GPa [Masaitis, et al., 1990; Vishnevsky, Pal'chik, 1975]. The chaoite (natural carbine) impurity in some grains of the Popigai and Ukrainian PIDs is evidence of high, > 2,600 K, residual temperatures in the impact melt, according to A. A. Val'ter, et al. [1985].

Under the general conditions of the shock experiments (pressures ~ 20 –100 GPa, residual temperatures up to 2,500 K, and the times of $\sim 10^{-6}$ s), PIDs do not form from the coal and non-crystallized forms of carbon, and an additional pre-experiment heating is required to stimulate such a transition at the residual temperatures up to 3,500 K [Trefilov and Savvakina, 1979]. At the Kara crater (duration of shock impulse was ~ 0.5 –0.8 s) the Togorites, the high-pressure polymorphs derived from coal, were formed, possibly, at pressures ~ 27 –60 GPa and residual temperatures < 3,000 K [Ezersky, 1982; 1986; 1987]. Both the petrologic estimations (a pressure) and experimental data (a temperature) for PIDs originated from coal and poorly-crystallized carbon are united in a common field at Fig. 22B.

The possible shock formation zone of Popigai PIDs is shown on Fig. 23, limited by shock pressure range of 35 to 140 GPa.

An extensive, up to 500 km in distance, strewn field of Yakutite PIDs is related to Popigai crater (see Fig. 4). The outer limit of this strewn field is still not outlined and may be much more extensive, if not global. Within this area, Yakutite PIDs occur in Neogene-

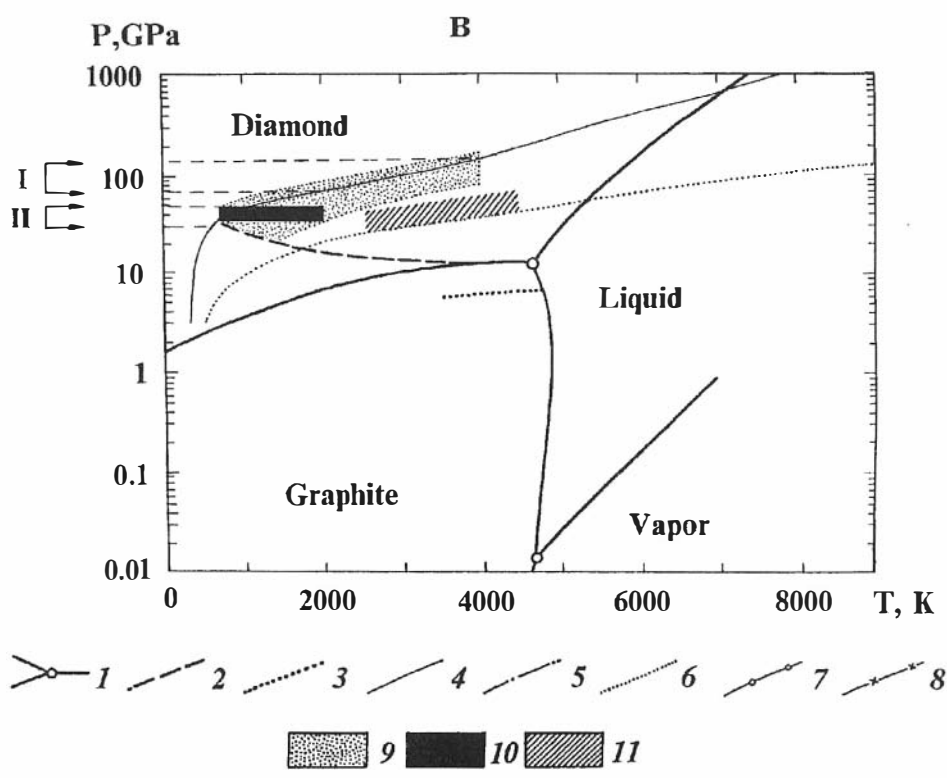
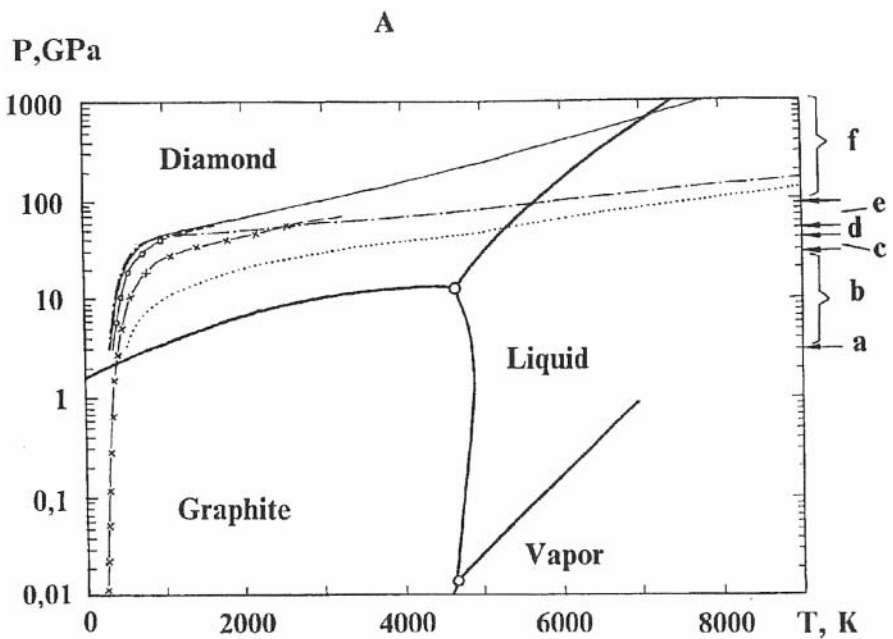


Fig. 22. Phase diagram of carbon (after [Bundy, 1989]) and origin of the terrestrial IDs.

A. Shock pressure vs. residual temperature plot for various target rocks. Right side – stages of progressive shock metamorphism for granitoid rocks (after [Grieve, 1987]): a – Hugoniot Elastic Limit, b – planar deformations in minerals and brecciation, c – diaplectic glasses, d – incipient melting of minerals, e – rock melting, f – vaporization.

B. P–T field of ID generation (paramorphs derived from graphite and coal). *Data for ID paramorphs from graphite:* **I** – Du Pont shock & quenching zone, 70–140 GPa, hexagonal + cubic diamond [Hannemann, et al., 1967]; **II** – De Carli shock zone, 30–50 GPa, cubic diamonds only [De Carli and Jamieson, 1961; Hannemann et al., 1967]. See also data shown in # 10 of Legend. *Data for ID paramorphs from coal in sandstones:* 27–60 GPa shock pressure zone [Ezersky, 1982, 1986, 1987] + 3,500–4,500 K temperature zone [Trefilov and Savvakina, 1979].

Legend: 1 – triple points and boundaries between various phases of carbon system; 2 – a threshold of high-speed transformation of graphite to diamond [Trefilov and Savvakina, 1979]; 3 – graphite-diamond equilibrium for superfine particles [Trefilov and Savvakina, 1979]; 4 – P–T curve for shocked granitoid rocks [Grieve, 1987]; 5 – the same for shocked quartz [Wackerle, 1962]; 6 – the same for sandstone [Ahrens and Gregson, 1964]; 7 – the same for carbonates and dolomite rocks [Impact craters., 1983]; 8 – the same for pyrolytic graphite [Colebrun, 1964]; 9 – P–T field of ID paramorphs derived from graphite; 10 – the same documented in Popigai astrobleme [Vishnevsky and Pal'chik, 1975; Masaitis et al., 1990]: 35–50 GPa pressure (shock metamorphism of host rock fragments) and 700–2000 K temperature (formation of host diaplectic quartz glass); 11 – P–T field for ID paramorphs from coal.

Quarternary sediments only; more older, Cretaceous sedimentary rocks which are present here, do not contain Yakutites. Detailed investigations show that both the in-crater PIDs and out-of-crater Yakutites have practically the same characteristics and clearly belong to common generation. In order to travel from the crater to a distance of 500 km far, the ejecta should have an initial excavation speed ~2.2–2.4 km/s for usual 40–60° angles of trajectory [Vishnevsky, et al., 1995]. As it was supposed early by S. W. Kieffer and C. H. Simonds [1980] and in [Impact craters., 1983], strongly-shocked (molten and vaporized) material from inner part of any growing crater may be ejected with velocities as large as 4–7 km/s. Recent numerical simulations of the Popigai impact event [Vishnevsky, et al., 1996] confirm these estimations and show that strongly-shocked target rock material was ejected with the velocities up to 5.4 km/s; moreover, vaporized material of projectile was ejected with the velocities up to 14.6 km/s, and ~1.2 % of Popigai meteorite mass was able to escape the Earth. This data show that: 1) Popigai impact event was able to provide the extensive Yakutite PIDs strewn field observed; 2) once the PIDs derived from melt and incipient vaporization zone of the event (shock pressures up to 140 GPa) were ejected so far out of crater, so the much more strongly shocked target material from inner part of the crater, where vaporization of graphite takes place, should do the same. That's why, an assumption by F. Langenhorst and V. L. Masaitis [1996] about the vapor condensation origin of Popigai volume-xenomorphic IDs broadly widespread in tagamites and suevites, seems not valid in this aspect also.

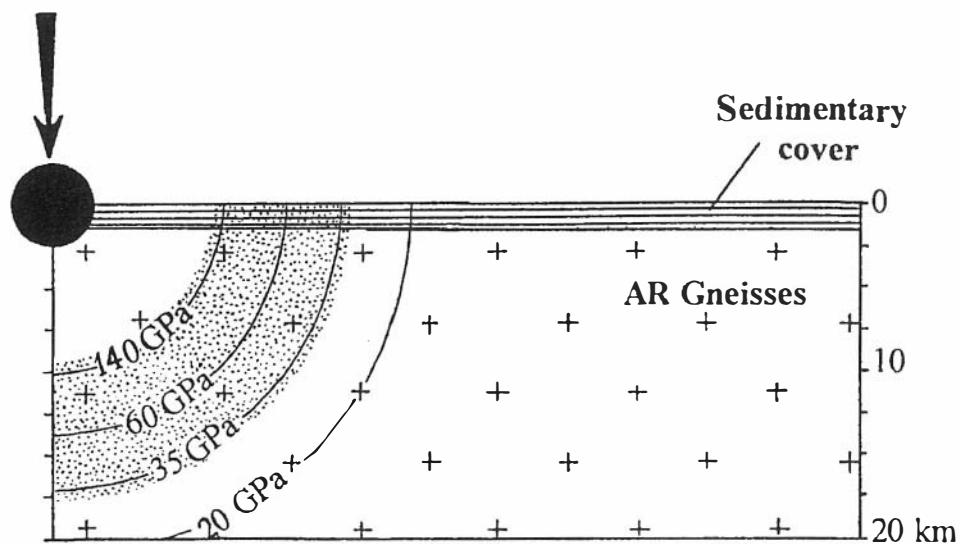


Fig. 23. Zone (a dotted area) of the formation of ID paramorphs derived from carbon (graphite and coal) in the Popigai crater (radial cross-section of the target, with isobars of the shock wave we estimate for 5 km in diameter stony meteorite with total energy of impact 6.4×10^{22} J).

Post-origin history of the PIDs may be described as follows. While origin, still under the shock load PIDs should experience “annealing” of lonsdaleite (the longer a shock load, the more intensive the process, i.e., there is a direct dependence on the scale of an impact event); in addition, “diamond on diamond” epitaxy overgrowth may have taken place in melt [Val’ter, et al., 1992]. To this, on the basis of data by T. Evance and D. H. Santer [1961], J. W. Harris and E. R. Vance [1974], and M. I. Karklina and Yu. A. Maslakovetz [1968], the PIDs should be subjected graphitization and etching of by the action of OH^- , Na, K, and free oxygen after unloading. In the presence of free oxygen, graphitization should develop actively at temperatures > 800 °C. However, as the absence of free oxygen is common for the terrestrial impact melts [Dolgov, et al., 1975; Fel’dman, 1990; and others], graphitization of PIDs may be insignificant, occurring locally. Etching appears to be the main destructive process for terrestrial PIDs. The speed of diamond etching in impact melt is estimated to be $\sim \mu\text{m}/\text{hour}$ at 1800 °C [Val’ter, et al., 1992], so that, up to 20 days is required to dissolve completely a 1 mm-size grain of ID. When the impact melt cools down to subsolidus temperatures (~ 1200 °C), the speed of etching should decrease down to 2 orders of magnitude. However, even a large, up to 1 mm in size, ID grain may be completely dissolved in thick buried sheets of the impact melt. That’s why, quenched impact melt rocks are the best candidates for preservation of PIDs.

Except for three carbon polymorphs described (graphite, cubic diamond+lonsdaleite and chaoite/carbine), a so-called “E-phase of carbon” is supposed to be present in terrestrial impactites. This phase [Batsanov, 1986] may have a kind of transition structure between graphite and diamond, in which graphite “layers” are orderly alternated with diamond

“bridges”. If real in nature, this carbon “E-phase” should be originated by shock compression of poorly-crystallized carbon [Batsanov, et al., 1965; Val’ter, et al., 1992].

Nano- and micrometer-size IDs (NMIDs)

The cubic nanodiamonds found in meteorites [Lewis, et al., 1987a,b; Huss, 1990; Newton, et al., 1995; and others] have anomalously light carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ down to -30‰ ... -40‰ [Lewis, et al., 1987a; Ash, et al., 1988]; and even down to -261‰ , if possible influence of SiC is excluded [Ash, et al., 1988]), impurity of nitrogen with extremely negative isotopic composition ($\delta^{15}\text{N} = -343\text{‰} \pm 16\text{‰}$, data by [Gilmour, et al., 1992]; and even down to -574‰ ... -1000‰ , data by [Lewis, et al., 1983, 1989]), impurity of anomalous hydrogen ($\delta\text{D} = 180\text{‰} \pm 11\text{‰}$) and xenon. With so obvious differences against co-existing meteoritic carbon matter (poor- or non-crystallized carbon and graphite), these nanodiamonds are not impact in origin and may be a product of carbon condensation from vapor in an interstellar space [Saslaw and Gaustad, 1969]. Only the condensation process can provide such a strong isotopic fractionation [Fedoseev, et al., 1971], which is impossible in case of impact transformation of carbon. These nanodiamonds are very sensitive to thermal metamorphism, being transformed to graphite at $\sim 500\text{ °C}$ [Lewis, et al., 1987b].

As for the nano- and micrometer-size diamonds found in terrestrial environment (K/T boundary layer of the Northern America, and Ries crater), they are considered to be of impact origin [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995a,b; and others], i.e., they are NMIDs. Data on carbon isotopic composition for K/T NMIDs are characterized by discrepancy: “interstellar” $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -48\text{‰}$ by [Carlisle and Braman, 1991; Carlisle, 1992] vs. “terrestrial” $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -11\text{‰}$ to -19‰ by [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]. However, a terrestrial source of carbon for these NMIDs is confirmed by nitrogen isotopic composition ($\delta^{15}\text{N}$ from -17‰ to $+8,5\text{‰}$, data by [Gilmour, et al., 1992]). NMIDs of the Ries crater have terrestrial carbon isotopic composition, with $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ranging from -16‰ to -22‰ [Hough, et al., 1995b].

By opinion of I. Gilmour, et al. [1992] and R. M. Hough, et al. [1995b] NMIDs from K/T boundary and Ries crater were most likely produced during impact of asteroids with the Earth, probably in a vapor or even plasma fireballs resulted from Chicxulub and Ries impact events correspondingly. These vapor or plasma fireballs, containing H, C and Si in elemental or ionized form, were served as a feed stock for NMIDs (as well as for SiC in the Ries crater). In case of the Ries, the isotopic composition of NMIDs is in keeping with what might be expected from mixing of carbon from carbonates ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \sim 0\text{‰}$) and organic/graphitic matter ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \sim -28\text{‰}$) derived from target rocks or from the impactor itself. Concerning to origin of NMIDs, these authors favour a chemical vapor deposition mechanism (CVD), operating in plasma fireball. However, data by P. R. Burki [1996] and P. R. Burki, et al. [1996] show that the role of CVD as a formation process for NMIDs may be overestimated, and the formation process of homogenous nucleation (HN) in plasma seems more valid. Really, CVD-origin of diamonds in plasma requires several limitations: a) presence of substrate (“no diamonds without substrate”); b) supersaturation of plasma by

atomic H and a limited range of gas-phase composition (typical: 1 % CH₄, 99 % H₂); c) a limited temperature range: 700–1200 °C (“no diamonds at different temperatures”). To the contrary, HN-origin of diamond in plasma is less restricted: nucleation and growth of diamond nuclei takes place in free gas phase, from simple precursor molecules of C_{1–2}H_{0–4} type (“no surface is necessary”); plasma with CH₄ may be free of atomic H and diamond origin is possible in nitrogen atmosphere; atmospheric pressure and temperatures below 1000 °C are enough (in experiments, synthesis of diamond particles of 6 nm to 1,8 μm diameter was achieved). Together with data by P. Badziag, et al. [1990], which show that nanometer-size (3–5 nm) diamond particles are more stable than graphite “without requiring the high pressures or extreme kinetic conditions usually associated with diamonds”, the origin of NMIDs during impact by HN-nucleation does not require any special high pressure and temperature conditions. Perhaps, the presence of free elemental carbon produced by various dissociation (for example, shock decay of target carbonaceous rocks, CaCO₃ → CaO + CO₂, and thermal dissociation of CO₂: CO₂ → CO + O) and restoration (oxidation of iron metal, FeS, FeS₂ and other components derived from target rocks and projectile itself) chemical reactions and low, down to atmospheric, pressures as well, will be enough to form NMIDs by HN-mechanism in cooling and expanding fireball of explosion cloud. Recent findings of NMIDs directly in Ries suevite glasses [Abbot, et al., 1996] show, that parameters of usual shock melting and incipient vaporization of target rocks (shock pressures of 60–90 GPa and slightly more) are enough to produce the favourable origin conditions for these diamonds.

Small diamonds of other origin and carbonados

In placers of Ukraine, Kazakhstan and other regions PIDs are associated often with small diamonds of various types having irregular, cubic or octahedral morphology [Kashkarov and Polkanov, 1964, 1972; Kvasnitsa, 1985]. Some of them from placers of Kazakhstan (cuboids and cubo-octahedra with a size varying from 70 μm to 200 μm) are of metamorphic origin [Sobolev and Shatsky, 1990], whereas the diamonds in other regions may be of endogenic but still indefinite origin. However, despite of the general similarity of all these diamonds and PIDs in isotope composition (i. e., despite of a common crustal source of carbon for all these diamonds), the PIDs are distinguished from all of them by presence of lonsdaleite, fine-grained structure and preferred orientation of crystallites.

Another group of diamonds, convergent in any way to the impact ones, are the carbonados, fine-grained polycrystalline aggregates of a cubic diamond known from Brazil [Trueb and Bitterman, 1968] and Central Africa [Trueb and De Wys, 1971]. The origin of carbonados is still unclear. They are supposed to be of impact origin [Ezersky, 1986; Smith and Dawson, 1985], or are considered together with Yakutite ID [Kaminsky, 1992]. The data of N. V. Sobolev, et al. [1989] suggest metamorphic origin for carbonados. However, despite of the true origin of these mysterious diamonds and of their similarity to PIDs in isotopic composition (which is an evidence of a common crustal source of carbon, after [Galimov, et al., 1985]), the carbonados differ from PIDs by lack of lonsdaleite and preferred orientation of crystallites on the one hand, and are characterized by much more

“coarse” structure (the size of their crystallites is up to 10–20 μm). Thus, the known mechanisms of the PIDs generation are inappropriate to explain the origin either of carbonados, or small diamonds from indefinite sources found in placers.

SIGNIFICANCE OF IMPACT DIAMONDS

Impact diamonds are of scientific, general cognitive and possible economic interest. In Meteoritics (as well as in forthcoming planetologic investigations of the Moon and other Planets) PIDs are an evidence of shock events in the Universe. As it was documented by PIDs and by other evidences, these shock events took place during the formation of meteoritic matter for Ureilites and for some of iron meteorites, where this shock stage occurred after silicate and metal-sulfide episodes of their origin. However, in the Canyon Diablo iron meteorite PIDs were formed during impact with the Earth.

Impact diamonds of both PID and NMID groups are also important mineralogical criteria of shock metamorphism in terrestrial cratering geology and petrology, which is useful for recognition of impact rocks and craters on the Earth. These diamonds help to estimate the P–T conditions of shock metamorphism, cooling history of impact melts, etc. Besides this, both PIDs and NMIDs may be an important indicative minerals (in addition to Ir anomalies, grains of shocked quartz, microtektites, etc.) for the tracing the boundary layers of distal ejecta deposits, derived from large impact craters at regional or global scale. In accordance with the impact extinction hypothesis by L. W. Alvarez, et. al. [1980], these boundary layers are the remarkable signs of catastrophic changes in life and climate of our Planet documented in sedimentary record. We suggest, that PIDs may be present in the same boundary layers, which are traced by: Czech tektites-moldavites (Ries ~14 Ma-age impact event); Eocene/Oligocene Ir anomaly in Massignano cross-section, Italy (Popigai? ~35 Ma-age impact event); iridium anomaly in K/T layers of the Northern and Central America (Chicxulub 65 Ma-age impact event); and in some other boundary layers. The extensive strewn field of Popigai PIDs (up to 500 km far from the crater [Vishnevsky, et al., 1995]) is the background for such a supposition. As for NMIDs, these diamonds are already found in K/T boundary layers of the Northern and Central America

Finally, PIDs may be the only evidence of shock metamorphism for the rocks of old Pre-Cambrian impact structures and their distal ejecta deposits, reworked by regional metamorphism and tectonics. Report about PIDs in eclogites [Holovnya, et al., 1977] is a possible example of so kind.

Except for scientific and general cognitive interest, PIDs may be of definite economic concern [Grieve and Masaitis, 1994; Masaitis, 1989].

CONCLUSION

Impact diamonds can be originated as paramorphs derived from parental carbon matter (graphite, coal, or poorly-/non-crystallized carbon) by shock waves as a result of high-speed collisions, and are now known in various parental (meteorites and the rocks of

terrestrial impact craters) or secondary (various sedimentary collectors) occurrences. These paramorphs (polycrystalline grains of several μm to 10 mm in size) are made up of fine (crystallites $\sim 1 \mu\text{m}$ down to first nm in size) cubic or cubic + hexagonal phases of diamond, often with preferred orientation of crystallites. PIDs can inherit sometimes the morphology of source graphite crystals, coal plates or xenomorphic segregations of non-crystallized carbon, as well as isotopic composition of parental carbon is always inherited. Depending on graphite or coal source, the terrestrial PIDs distinguish from each other in morphology, hexagonal phase (lonsdaleite) content, carbon isotopic composition, impurity of paramagnetic nitrogen, etc. Being unstable, lonsdaleite is sensitive to duration of shock event and often can be “annealed”, partially or completely, to cubic diamond; that’s why the smaller the impact crater, the higher lonsdaleite abundance in ID grains.

The PIDs derived from graphite have originated both by martensitic and diffusion transformation (shock pressures of ~ 30 GPa to 140 GPa, residual temperatures of ~ 700 – $4,000$ K and more); the transformation of coal or non-crystallized carbon to PIDs is achieved by diffusion way only (shock pressures of ~ 25 GPa to 60 GPa and more, residual temperatures of $\sim 2,500$ – $4,500$ K). Duration of shock load (i. e., a scale of the impact event) is important for initiation and completeness of the transition.

Another than PIDs nano- and microdiamonds recently found in K/T boundary horizon of the Northern America and in the Ries crater, are a principally new group of IDs. These, exclusively cubic, diamonds are characterized by broad, but terrestrial in general, carbon isotopic composition, as well as by impurity of terrestrial nitrogen, and are supposed to originate from elemental carbon in explosion cloud fireballs of large impact events. Origin conditions for these IDs are still unclear, but a mechanism of homogenous nucleation seems valid for their formation at relatively low parameters (temperatures down to 1300 K and less, pressures down to atmospheric).

Acknowledgments

Several grains of Togorite diamond for comparative study were kindly provided by *V. A. Ezersky* (St. Petersburg), as well as aerial photo of Meteor Craters was kindly provided by Academician *N. V. Sobolev* (Novosibirsk). We are grateful to *A. A. Val'ter* and *V. N. Kvasnitsa*, and to “*Naukova Dumka*” Press (Kiev) for permission to use some of their impact diamond microphotographs in this article, as well as to *G. P. Vdovykin* (Moscow) for microphotograph of Novo Urei impact diamonds, and to *Ahmed El-Goresy* (Germany) for microphotograph of Canyon Diablo impact diamond. The preliminary draft of manuscript was improved by useful comments of *R. A. F. Grieve* (Canada), *R. M. Hough* (Great Britain), and Academician *N. V. Sobolev* (Novosibirsk). Several comments of *anonymous reviewer* from Karpinsky Institute (St. Petersburg) were also taken into account.

We would also like to thank *G. P. Vdovykin* for his useful comments and editing the manuscript.





REFERENCES

- Abbot J. I., Hough R., Gilmour I. and Pillinger C. T (1996). Impact diamonds in glass from Otting Quarry, Ries crater, Germany. – *Meteoritics and Planetary Science*, **31**, Supplement, A5.
- Ahrens T. J. and Gregson V. G. Jr. (1964). Shock compression of crustal rocks: data for quartz, calcite and plagioclase rocks. – *Journal of Geophysical Research*, **69**, 4839–4874.
- Alvarez L. W., Alvarez W., Azaro F. and Michel H. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous – Tertiary extinction. – *Science*, **208**, 1095–1108.
- Anders E. (1965). Diamonds in Meteorites. – *Scientific American*, **213**, 26–36.
- Anders E. and Lipschutz M. E. (1966). Critique of paper by N. L. Carter and G. G. Kennedy “Origin of diamonds in the Canyon Diablo and Novo Urei meteorites”. – *Journal of Geophysical Research*, **71**, 643–661.
- Ash R. D., Arden J. W., Grady M. M., et al. (1988). Isotopically-light carbon in the Allende meteorite. – *Meteoritics*, **23**, № 3, 255–256.
- Badziag P., Verwoerd W. S., Ellis W. P. and Greiner N. R. (1990). Nanometer-size diamonds are more stable than graphite. – *Nature*, **343**, 244–245.
- Batsanov S. S. (1986). Inorganic chemistry of high dynamic pressures. – *Uspekhi Khimii*, **55**, № 4, 579–607 (in Russian).
- Batsanov S. S., Blokhina G. E. and Deribas A. A. (1965). An explosive action on the matter. Structural changes in BN. – *Zhurnal strukturnoi khimii*, **6**, № 2, 227–232 (in Russian).
- Bocky G. B., Bezrukov G. N., Kluev Yu. A., et al. (1986). – *Natural and synthetic diamonds*. Moscow: Nauka Press, 222 p. (in Russian).
- Brett R. and Higgins G. (1969). Cliftonite: proposed origin and its bearing of the origin of the diamonds in meteorites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **33**, 1473–1484.
- Bundy F. P. (1989). Behavior of elemental carbon up to very high temperatures and pressures. – In: *High pressure science and technology. Proc. XI Airapt Internat. Conf.*, **1**. Kiev: Naukova Dumka Press, 326–336.
- Bundy F. P. and Kasper J. S. (1967). Hexagonal diamonds – a new form of carbon. – *Journal of Chemical Physics*, **46**, 3437–3446.
- Burki P. R. (1996). Low-pressure formation routes for interstellar microdiamonds: chemical vapor deposition vs. homogenous nucleation. – *Meteoritics & Planetary Science*, **31**, Supplement, A24–A25.

- Burki P. R., Leutwyler S., Matsui Y. and Sato Y. (1996). Homogenous nucleation of diamond particles at atmospheric pressure. – *Ibidem*, A25–A26.
- Buseck P. R. and Barry J. C. (1988). Twinned diamonds in the Orgueil carbonaceous chondrite. – *Meteoritics*, **23**, № 3, 261–262.
- Carlisle D. B. (1992). Diamonds at the K/T boundary. – *Nature*, **357**, 119–120.
- Carlisle D. B. and Braman D. R. (1991). Nanometer-size diamonds in the Cretaceous/Tertiary boundary clay of Alberta. – *Nature*, **352**, 708–709.
- Clarke R. S., Appelman D. E. and Ross P. B. (1981). An Antarctic iron meteorite contains pre-terrestrial impact-produced diamonds and lonsdaleite. – *Nature*, **291**, 396–398.
- Coleburn N. L. (1964). Compressibility of pyrolytic graphite. – *Journal of Chemical Physics*, **40**, 73–77.
- De Carli P. S. and Jamieson J. C. (1961). Formation of Diamond by explosive shock. – *Science*, **133**, 1821.
- Dodd R. T. (1981). Meteorites. A petrographic-chemical synthesis. – Cambridge University Press.
- Dolgov Yu. A., Vishnevsky S.A. and Shugurova N. A. (1975). Gas inclusions in impactites. – In: *Thermobarogeochemistry and genetic mineralogy* (Yu.A. Dolgov ed.). Novosibirsk: Inst. Geology & Geophysics Press, 129–140 (in Russian).
- El-Goresy A. and Donnay G. (1968). A new allotropic form of carbon from the Ries crater. – *Science*, **161**, № 3839, 363–364.
- Er'omenko G. K. and Polkanov Ju. A. (1978). The modern ideas about the Carbon minerals. – In: *The Basic conceptions in Mineralogy*. Kiev: Naukova Dumka Press, 103–106 (in Russian).
- Evance T. and Santer D. H. (1961). Etching of diamond surfaces by gases. – *Philadelphia Magazine*, **6**, 429–440.
- Ezersky V. A. (1982). The shock-metamorphosed carbon matter in impactites. – *Meteoritika*, **41**, 134–140 (in Russian).
- Ezersky V. A. (1986). The high-pressure polymorphs originated by shock transformation of coal. – *Zapiski Vsesouznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **115**, № 1, 26–33 (in Russian).
- Ezersky V. A. (1987). The metamorphism of carbon matter in the rocks of the impact craters. Abstract of the Ph. D. Thesis. Leningrad: Karpinsky Geological Institute, 16 p. (in Russian).
- Fedorova E. N., Moroz T. N., Afanas'ev V. P. and Rylov G. M. (1996). Raman line shape of the natural impact diamonds. – In: *Proceedings of the XVth Int. Conf. on Raman spectroscopy, Pittsburg, Pennsylvania, USA, August 11–16, 1996* (Asher A., et al., eds). N.Y.: John Wiley & Sons, 918–919.
- Fedoseev D. V., Galimov E. M., Varnin V. P., et. al. (1971). Carbon isotopes fractionation at physical-chemical gas synthesis of diamond. – *Dokladi AN SSSR*, **201**, 1149–1150 (in Russian).
- Fel'dman V. I. (1990). *Petrology of impactites*. – Moscow: Moscow University Press, 299 p. (in Russian).

- Firsov L. V. (1965). On the meteoritic origin of the Puchezh-Katunsky crater. – *Geotectonika*, **2**, 106–118 (in Russian).
- Foote A. E. (1891). A new locality for meteorite iron with a preliminary notice of the discovery of diamonds in the iron. – *Proc. Assoc. Adv. Sci.*, **40**, 279 p.; see also reference from Val'ter A. A., et al. (1992): Foote A. E. (1891). Meteoritic iron of Canyon Diablo. – *Amer. Journal of Science*, **42**, 413–417.
- Frondel C. and Marvin U. B. (1967). Lonsdaleite, a hexagonal polymorph of diamond. – *Nature*, **214**, 587–589.
- Galimov E. M. (1984). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of diamonds. The vertical zoning of the diamond formation in the lithosphere. – In: *Geochimia i Cosmochimia (International Geological Congress, Reports)*, **11**. Moscow: Nauka Press, 110–123 (in Russian).
- Galimov E. M., Ivanovskaya I. N., Kluev Ju. A., et al. (1980). Isotope composition and crystal structure features of the natural lonsdaleite-bearing diamond polycrystals. – *Geokhimiya*, **4**, 533–539 (in Russian).
- Galimov E. M., Kaminsky F. V. and Kodina L. A. (1985). New data on isotopic composition of carbon of carbonado. – *Geokhimiya*, **5**, 723–726 (in Russian).
- Gilmour I., Russel S. S., Arden J. W., et al. (1992). Terrestrial carbon and nitrogen isotopic ratios for Cretaceous–Tertiary boundary Nanodiamonds. – *Science*, **258**, 1624–1626.
- Gnevushev M. A., Polkanov Ju. A., Er'omenko G. K., et al. (1973). Photoluminescence of impact diamonds. – *Dokladi AN Ukrainian SSR, Physics, Mathematics and Technology*, **9**, 794–796 (in Russian).
- Godovikov A. A. (1975). *Mineralogy*. – Moscow: Nedra Press, 519 p. (in Russian).
- Gorogotskaya L. I., Kvasnitsa V. N. and Nadezhdina E. D. (1989). Orientation relations of graphite–lonsdaleite–diamond at natural transformations in shock waves. – *Mineralogicheskyy Zhurnal*, **11**, № 1, 26–33 (in Russian).
- Grady M. M., Wright J. P., Swart P. K. and Pillinger C. T. (1985). The carbon and nitrogen isotopic composition of ureilites: implications for their genesis. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 903–915.
- Grieve R. A. F. (1987). Terrestrial impact structures. – *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, **15**, 245–270.
- Grieve R. A. F. and Masaitis V. L. (1994). The economic potential of terrestrial impact craters. – *International Geology Review*, **36**, 105–151.
- Gritsik V. V., Mastchak M. S., and Poberezhsky V. A. (1989). About the small importance of the carbon isotopic fractionation at the origin of the natural impact and synthetic diamonds. – *Mineralogicheskyy sbornik L'vovskogo Universiteta*, **43**, № 1, 95–96 (in Russian).
- Gurov E. P., Gurova E. P. and Rakitskaya R. B. (1995). Impact diamonds in the craters of the Ukrainian shield. – *Meteoritics*, **31**, № 5, 515–516.
- Gurov E. P., Gurova E. P. and Rakitskaya R. B. (1996). Impact diamonds of Zapadnaya crater: phase composition and some properties. – *Meteoritics and Planetary Science*, **31**, Supplement, A56.
- Hannemann R. J., Strong H. M. and Bundy F. P. (1967). Hexagonal diamonds in meteorites: implications. – *Science*, **155**, 995–997.

- Harris J. W. and Vance E. R. (1974). Studies to the reactions between diamond and heated kimberlite. – *Contributions to Mineralogy & Petrology*, **47**, 237–244.
- Holovnya S. V., Khvostova V. P. and Makarov E. S. (1977). The hexagonal modification of diamond (lonsdaleite) in the eclogites of the metamorphic complexes. – *Geokhimiya*, **5**, 790–793 (in Russian).
- Hough R. M., Gilmour I., Pillinger C. T., et. al. (1995a). Diamond and silicon carbide in suevite from the Nordlinger Ries impact crater (abstract). – In: *4th Int. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact cratering and Evolution of Planet Earth" – Ancona, May 12–17, 1995. The Role of the Impacts in the evolution of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long-Term Changes. Abstracts and Field Trip Volume* (A. Montanari and R. Coccioni eds.), 93–94.
- Hough R. M., Gilmour I., Pillinger C. T., Arden J. W., Gilkes K. W. R., Yuan J. and Milledge H. J. (1995b). Diamond and silicon carbide in impact melt rocks from the Ries crater. – *Nature*, **378**, 41–44.
- Hough R. M., Wright I. P., Pillinger C. T. and Gilmour I. (1995c). Diamonds from the K/T iridium-rich horizons of ARROYO El Mumbrial (Mexico), Brownie Butte (Montana), and Bervind Canyon (Colorado) (abstract). – In: *4th Int. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact cratering and Evolution of Planet Earth" – Ancona, May 12–17, 1995. The Role of the Impacts in the evolution of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long-Term Changes. Abstracts and Field Trip Volume* (A. Montanari and R. Coccioni eds.), 95–96.
- Hough R., Gilmour I., Newton J., Arden J. and Pillinger C.T. (1995d). Chemically-robust carbon particles in peat from the Tunguska impact site. – *Meteoritics*, **30**, № 5, 521.
- Hough R. M., Langenhorst F., Stoffler D., Pillinger C. T. and Gilmour I. (1995e). Suevites from the Rochechouart impact crater, France, and the Lake Mien impact crater, Sweden: the search for robust carbon minerals. – *Meteoritics*, **30**, № 5, 521–522.
- Huss G. R. (1990). Ubiquitous interstellar diamond and SiC in primitive chondrites: abundances reflect metamorphism. – *Nature*, **347**, 159–162.
- Huss G. R. and Lewis R. S. (1995). Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites: abundances as a function of meteorite class and petrologic type. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, № 1, 115–160.
- Impact craters on the Moon and Planets*. (1983). – Moscow: Nauka Press, 200 p. (in Russian).
- Ivanovskaya I. N. (1982). Isotopic composition of diamonds from meteorite craters as indicator of their carbon source (abstract). – In: *IX All-Union Symposium on the stable isotopes in geochemistry*, **1**. – Moscow: GEOKHI Press, 123–126 (in Russian).
- Ivanovskaya I. N., Shterenberg L. E., Makhov S. F., et al. (1981). About carbon isotopic separation at the solid-phase diamond synthesis. – *Geokhimiya*, **9**, 1415–1417 (in Russian).
- Kaminsky F. V. (1992). Carbonado and Yakutites: properties and possible genesis. – In: *Diamonds: Characterization, genesis and exploration. Proc. 5th Int. Kimberlite Conf., Brazil 1992. II*. Brazil: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Press, 136–143.

- Kaminsky F. V., Galimov E. M., Ivanovskaya I. N. and Polkanov Ju. A. (1977). Carbon isotope composition of the small diamonds from the Ukraine. – *Dokladi AN SSSR*, **236**, 1207–1208 (in Russian).
- Kaminsky F. V., Blinova T. K., Galimov E. M., et al. (1985). Polycrystalline aggregates of diamond with lonsdaleite from placers of Yakutia. – *Mineralogichesky zhurnal*, **7**, 27–36 (in Russian).
- Kaminsky F. V., Bartoshinsky Z. V. and Koptil' V. I. (1987). Some problems of the terminology for the polycrystalline diamonds. – *Mineralogichesky sbornik L'vovskogo Universiteta*, **41**, № 2, 16–20 (in Russian).
- Kashkarov I. F. and Polkanov Yu. A. (1964). On diamond findings in titanite–zircon sands. – *Dokladi AN SSSR*, **157**, 1129–1130 (in Russian).
- Kashkarov I. F. and Polkanov Yu. A. (1972). Some special features of diamonds from titaniferous placers of Northern Kazakhstan. – *Novye dannye o mineralakh*, **21**, 183–185 (in Russian).
- Karklina M. I. and Maslakovetz Yu. A. (1968). On the problem of diamond etching. – *Dokladi AN SSSR*, **183**, 1311–1312 (in Russian).
- Khomenko A. A., Gankevitch L. T., Kotosomov A. S., et al. (1975). A crystallographic model of the direct structural transformation of graphite to diamond. – *Syntheticheskie almazy*, **3**, 3–7 (in Russian).
- Kieffer S. W. and Simonds C. H. (1980). The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. – *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **18**, № 1, 143–181.
- Koptil' V. I. (1994) *The typomorphism of diamonds of the North-Eastern part of the Siberian Platform, in connection with the problems of diamond-prospecting*. – Abstract of the Ph.D.-Thesis. Novosibirsk: Institute of Mineralogy and Petrology. 34 p. (in Russian).
- Ksanda C. J. and Henderson E. P. (1939). Identification of diamonds in the Canyon Diablo iron. – *Amer. Mineralogist*, **24**, 677–680.
- Kurdumov A. V. (1972). X-ray investigation of layer defects in graphite structures. – *Kristallografia*, **17**, № 3, 620–625 (in Russian).
- Kurdumov A. V. and Pilankevitch A. N. (1979). *The phase transformations in Carbon and Boron Nitride*. – Kiev: Naukova Dumka Press, 188 p. (in Russian).
- Kurdumov A. V., Ostrovskaya N. F. and Golubev A. S. (1984). Mode of origin, stability and a real structure of lonsdaleite. – *Sverkhverdye materialy*, № 4, 17–25 (in Russian).
- Kvasnitsa V. N. (1985). *Small diamonds*. – Kiev: Naukova Dumka Press, 215 p. (in Russian).
- Kvasnitsa V. N., Sobotovich E. V., Kovalukh N. N., et al. (1979). High-pressure carbon polymorphs in the peats from Tunguska impact site. – *Dokladi of Ukrainian Academy of Sciences*, **B**, 12, 1000–1004 (in Russian).
- Langenhorst F. and Masaitis V. L. (1996). Microstructural characteristics of impact diamonds from the Popigai crater (Russia). – *Meteoritics and Planetary Science*, **31**, Supplement, A77.

- Lewis R. S., Anders E., Wright J. P., et al. (1983). Isotopically-anomalous nitrogen in primitive meteorites. – *Nature*, **305**, № 5937, 761–771.
- Lewis R. S., Bright D. and Steel E. (1987a). Presolar diamonds (C) in carbonaceous chondrites: size distribution. – *Meteoritics*, **22**, № 4, 445.
- Lewis R. S., Tang Ming, Wacker J. F., et al. (1987b). Interstellar diamonds in meteorites. – *Nature*, **326**, 160–162.
- Lewis R. S., Anders E. and Draine B. T. (1989). Properties, detectability and origin of interstellar diamonds in meteorites. – *Nature*, **339**, № 6220, 117–121.
- Lipschutz M. E. (1962). Diamonds in the Dualpur meteorite. – *Science*, **138**, № 3546, 1266–1267.
- Lipschutz M. E. (1964). Origin of diamonds in the ureilites. – *Science*, **143**, 1431–1434.
- Lipschutz M. E. and Anders E. (1961). The record in meteorites. 4. Origin of diamonds in iron meteorites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **24**, 83–105.
- Marakushev A. A., Bogatyrev O. S., Fenogenov A. D., Paneyakh N. A. and Fedosova S. P. (1993). Impactogenesis and volcanism. – *Petrology*, **1**, № 6, 571–595 (in Russian).
- Masaitis V. L. (1989). The economic geology of impact craters. – *International Geology Review*, **31**, 922–933.
- Masaitis V. L. (1995). The origin and distribution of diamond-bearing impactites. – *Meteoritics*, **30**, № 5, 541.
- Masaitis V. L. (1996). Impact diamonds from astroblemes. – In: *Mineralogical Society of America 1996 Spring Meeting, May 20–24, Baltimore, Maryland. Abstract supplement to Eos Transactions*. Washington: AGU Press, S142–S143.
- Masaitis V. L. and Shafranovsky G. I. (1994). Comparative study of impact diamonds from the Ries and Popigai craters (abstract). – In: *3rd Internat. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact cratering and Evolution of Planet Earth", Limoges, 18–21 Sept. 1994. Shock-wave behavior of solids in Nature and Experiments". Guide for Field Trip, Program and Abstracts – organized by U. Scharer, J-C. Doukhan and P. Agrinier*, 47.
- Masaitis V. L., Futergendler S. I. and Gnevyshev M. A. (1972). The diamonds in the impactites of the Popigai meteoritic crater. – *Zapiski Vsesouznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **101**, 108–113 (in Russian).
- Masaitis V. L., Shafranovsky G. I., Ezersky V. A. and Reshetnyak N. B. (1990). Impact diamonds in Ureilites and Impactites. – *Meteoritika*, **49**, 180–196 (in Russian).
- McQueen R. J. and Marsh S. P. (1967). Hugoniot of graphites of various initial densities and the equation of state of carbon. – In: *Behavior of dense media under high dynamic pressures: Comportement des milieux denses sous hautes pressions dynamiques*. Paris: IUTAM Press, 208–216.
- Melosh H.J. (1989). Impact cratering: a geologic process. – N.Y.: Oxford University Press, 245 p.
- Mikheev V. I. (1957). *X-ray determinator of minerals*. – Moscow: Gosgeoltekhizdat Press, 868 p. (in Russian).
- Newton J., Bischoff A., Arden J. W., et al. (1995). Acfer 094, a uniquely primitive carbonaceous chondrite from the Sakhara. – *Meteoritics*, **30**, 47–56.

- Nininger H. H. (1956). *Arizona's meteorite crater: Its past, present and future*. – Denver, Colorado: World Press Inc. 232 p.
- Polkanov Yu. A., Er'omenko G.K. and Sokhor M.I. (1973). Impact diamonds from the Ukrainian fine-grained placers. – *Dokladi AN Ukrainian SSR*, **B**, 11, 989–990 (in Russian).
- Polymorph modifications of Carbon and Boron Nitride. Handbook. (1994). – Moscow: Metallurgia Press, 320 p. (in Russian).
- Reimold W. U. and Stoffler D. (1978). Experimental shock metamorphism of dunite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta, Supplement 9 (Proceedings 9th LPSC)*. – Elmsford; N.Y.: Pergamon Press, 2805–2824.
- Reshetnyak N. B. and Ezersky V. A. (1990). Raman spectra of natural diamonds. – *Mineralogicheskyy zhurnal*, **12**, № 5, 3–9 (in Russian).
- Rost R., Dolgov Ju. A. and Vishnevsky S. A. (1978). The gas inclusions in the impact glasses of the Ries crater (Germany) and the discovery of Carbon high-pressure polymorphs. – *Dokladi AN SSSR*, **241**, 695–698 (in Russian).
- Rum'antsev G. S., Nadezhdina E. D. and Malinovsky Yu. A. (1980). On lonsdaleite-bearing polycrystalline diamonds. – In: *TSNIGRI Proceedings*, **153**, (eds. Yu. A. Orlov, P. F. Ivankin & F. V. Kaminsky). Moscow. 13–19 (in Russian).
- Saslaw W. S. and Gaustad J. E. (1969). Interstellar dust and Diamonds. – *Nature*, **221**, 160–162.
- Smith J. V. and Dawson J. B. (1985). Carbonados: diamond aggregates from Early impacts of crustal rocks. – *Geology*, **13**, 342–343.
- Sobolev N. V. and Shatsky V. S. (1990). Diamond inclusions in garnet from metamorphic rocks. – *Nature*, **343**, 742–746.
- Sobolev N. V., Galimov E. M., Smith C. B., et al. (1989). A comparative study of the morphology, inclusions and carbon isotopic composition of diamonds from alluvials of the King George River and Argyle lamproite mine (Western Australia), and of cube microdiamonds from Northern Australia. – *Geologia i Geofizika*, **30** (12), 3–19 (in Russian). English translation: – *Soviet Geology and Geophysics*, **30** (12), 1–19.
- Sobolev V. V., Didyk R. P., Slobodskoi V. Ya., et al. (1985). Chaoite, a third superhard polymorph of carbon. – *Mineralogicheskyy sbornik L'vovskogo Universiteta*, **39**, № 2, 75–76 (in Russian).
- Sokhor M. I. and Futergendler S. I. (1974). Rentgenographic investigation of cubic diamond–lonsdaleite aggregates. – *Kristallografiya*, **19**, № 4, 758–762 (in Russian).
- Tovstogan V. M., Sozin Yu. I. and Belyankina A. V. (1977). Determination of phase composition of diamonds obtained by dynamic methods. – *Sinteticheskie almazy*, № 6, 11–14 (in Russian).
- Trefilov V. I. and Savvakina G. I. (1979). On the direct transformation of poorly-crystallized graphite to diamond and about the accelerated speed of diffusion transformations at the high impulse pressures and temperatures. – *Dokladi AN SSSR*, **246**, 1115–1119 (in Russian).
- Trueb L. F. and Bitterman W. C. (1968). Carbonado: a microstructural study. – *American Mineralogist*, **54**, 412–425.

- Trueb L. F. and De Wys E. C. (1971). Carbon from Ubangi: a microstructural study. – *American Mineralogist*, **56**, 1252–1268.
- Urey H. C., Mele A. and Mayeda T. (1957). Diamonds in stone meteorites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **13**, № 1, 1–4.
- Val'ter A. A. and Er'omenko G. K. (1996). Carbon minerals in rocks of astroblemes. – *Meteoritics and Planetary Science*, 31, Supplement, A144.
- Val'ter A. A., Mel'nichuk E. V. and Rakitskaya R. B. (1985). Graphite and chaoite in the rocks of the astroblemes of the Ukrainian Shield. – *Mineralogichesky zhurnal*, **7**, 43–47 (in Russian).
- Val'ter A. A., Er'omenko G. K., Kvasnitsa V. N. and Polkanov Yu. A. (1992). *The shock-metamorphic minerals of carbon*. – Kiev: Naukova Dumka Press, 172 p. (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1967). *The Carbon matter of the meteorites (Organic compounds, diamonds, graphite)*. – Moscow: Nauka Press, 272 p. (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1969a). The discovery of diamond in the new meteorite–ureilite North Haig. – *Dokladi AN SSSR*, **186**, 1171–1173 (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1969b). The diamonds in the new meteorite–ureilite Dingo Pap Donga. – *Dokladi AN SSSR*, **186**, 1416–1418 (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1970). *Diamonds in meteorites*. – Moscow: Nauka Press, 128 p. (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1971). *Canyon Diablo Meteorite*. – Moscow: Nauka Press, 176 p. (in Russian).
- Vdovykin G. P. (1991). Diamonds in stone meteorites-ureilites and their origin. – *Bulleten' MOIP, Geology*, **66**, № 2, 87–93 (in Russian).
- Vishnevsky A. S., Balagansky I. A. and Vishnevsky S. A. (1996). The Popigai 35 Ma–age catastrophic impact event: numerical simulation of compression and initial excavation stages. – In: *Abstracts to Int. Conf. "Space protection of the Earth–1996"*, Snezhinsk, September 23–27, 1996, Russia. Snezhinsk: RFYaTC–VNIITF Press, 39–40 (in Russian & English).
- Vishnevsky S. A. (1978). *The features of the rocks of the Popigai structure and Its origin*. Ph. D.-Thesis. – Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics, 273 p. (in Russian).
- Vishnevsky S. A. and Pal'chik N. A. (1975). The carbon in the rocks of the Popigai: the destruction and transformation to another phases of the Carbon system. – *Geologia i Geofizika*, **1**, 67–75 (in Russian).
- Vishnevsky S. A., Doil'nytsyn E. F., Dolgov Ju. A. and Pertseva A. P. (1974). The carbon isotope composition of graphites and diamonds from the Popigai shock-metamorphic rocks (abstract). – In: *V All-Union Symposium on the stable isotopes in geochemistry. Abstracts of the reports*, **2**. Moscow: GEOKHI Press, 160–161 (in Russian).
- Vishnevsky S. A., Afanas'ev V. P., Koptil' V. I. and Montanari A. (1995). Popigai distal ejecta deposits: evidence by the strewn field of impact diamonds (abstract). – In: *4th Int. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact Cratering and Evolution of Planet Earth"* – Ancona, May 12–17, 1995. *The Role of the Impacts in the evolution*

- of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long Terms Changes. Abstracts and Field Trip Volume* (A. Montanari and R. Coccioni eds.), 160–162.
- Wacker J. F. (1986). Noble gases in ALHA-78019. The role of shock and nebular processes. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 633–642.
- Wackerle J. (1962). Shock wave compression of quartz. – *Journal of Applied Physics*, **33**, 922–937.
- XRDPF. *X-ray Data Powder Files*. American Society of Testing Materials, ASTM (1969: Carbon, **12**–212); (1973: Graphite, Diamond, Lonsdaleite, Troilite).
- Yerofeev M. V., Lachinov P. A. (1888). About the Novo Urei meteorite. – *Zhurnal Russkogo Physiko-Khimicheskogo Obshchestva*, **XX**, 185–213 (in Russian).
- Yurk Yu. Yu., Kashkharov I. F., Polkanov Yu. A., et al. (1973). *The diamonds from the Ukrainian sandy sediments*. – Kiev: Naukova Dumka Press, 167 p. (in Russian).



CONTENTS

From the Editor.....	5
Introduction	7
Impact diamond occurrences	8
Size, morphology and color of impact diamonds.....	12
X-ray and electron-microscopic data for impact diamonds	21
Other features of impact diamonds.....	29
Origin of impact diamonds	34
Impact diamond paramorphs from parental carbon.....	—
Nano- and micrometer-size impact diamonds	41
Small diamonds of another origin and carbonados	42
Significance of impact diamonds.....	43
Conclusion.....	—
References	45

IMPACT DIAMONDS: THEIR FEATURES,
ORIGIN AND SIGNIFICANCE

Edited by
G. P. VDOVYKIN

Sergei Alexeevich Vishnevsky¹
Valentin Petrovich Afanasiev¹
Kim Petrovich Argunov²
Nadezhda Arsent'evna Pal'chik³

¹Institute of Mineralogy & Petrology, Novosibirsk-90, 630090, RUSSIA

²"Komdragmet at Sakha Republic Government",
Oktyabr'skaya str. 22, Yakutsk-92, 677892, RUSSIA.

³Analytical Center of UIGGM, Novosibirsk-90, 630090, RUSSIA

SB RAS
Publishing Program-1997
№ 162
Approved by Inst. Mineralogy & Petrology

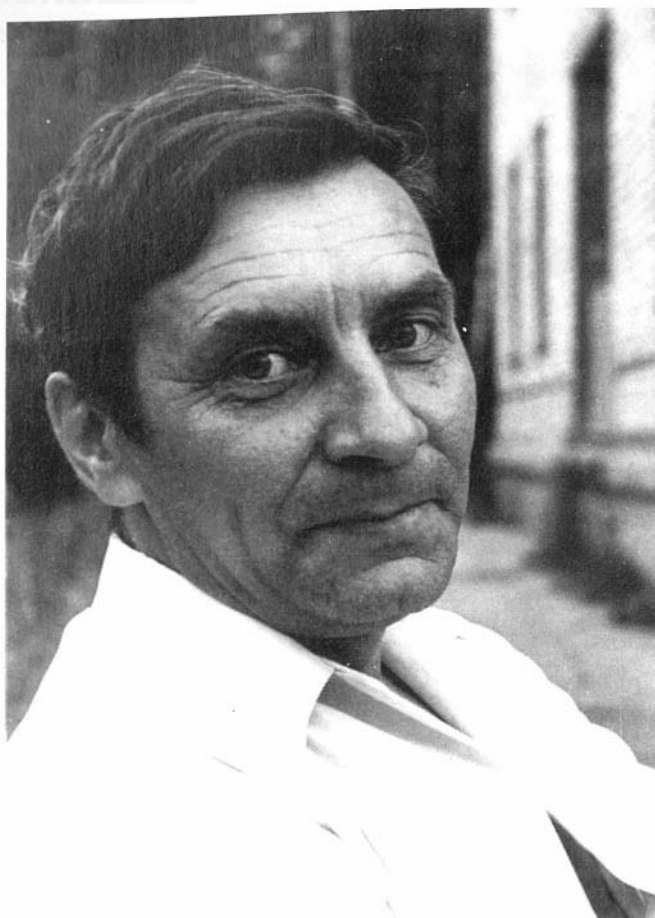
Editorial handling A. V. Vladimirova

SB RAS UIGGM Press (SPC)
Novosibirsk-90, 630090, RUSSIA

Misprint

Page 16, Fig. 11, capt. a):
mind (0001) instead of
(10 $\bar{1}0$)





Лев Васильевич Фирсов
(1926—1981)

Выдающийся учёный, геолог и геохимик, поэт и художник, подлинный Академик по творческому потенциалу и исключительно порядочный человек, но прежде всего — Патриот и Гражданин России.

Интересы и деятельность Льва Васильевича простирались от проблем золотонности Верхоянья до изотопной углеродной геохронологии, совершившей подлинную революцию в археологии.

Постоянно находясь на переднем крае науки и прекрасно чувствуя магистральные направления её развития, Лев Васильевич внёс бесценный вклад в становление и развитие отечественной "импактологии". Ему принадлежит открытие первой в России астроблемы — Пучеж-Катунского кратера, сделанное в 1965 г. Совместно с академиком А. Л. Яншиным он ещё в 1964 г. впервые предположил импактное происхождение Попигайской структуры. Несомненно, что это аргументированное предположение Льва Васильевича сыграло ключевую роль в открытии Попигайской астроблемы другими исследователями в 1970 г.

Память о Льве Васильевиче всегда с теми, кто имел счастье общаться с ним.

С. Вишневский

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ



ТРУДЫ, ВЫПУСК 835

С. А. ВИШНЕВСКИЙ, В. П. АФАНАСЬЕВ,
К. П. АРГУНОВ, Н. А. ПАЛЬЧИК

ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ: ИХ ОСОБЕННОСТИ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ

Новосибирск
Издательство СО РАН
НИЦ ОИГГМ
1997

УДК 523.681.8:523.51:552.164:549.211
B555

Вишневский С. А., Афанасьев В. П., Аргунов К. П., Пальчик Н. А. **Импактные алмазы: их особенности, происхождение и значение** / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 53 с.

В книге обобщаются известные на сегодняшний день материалы по различным особенностям импактных алмазов, обсуждается их происхождение и значение. Обзор сопровождается оригинальными данными по распространению этих алмазов в породах метеоритных кратеров, а также в отложениях дальних закратерных выбросов. Рассматриваются морфологические разновидности импактных алмазов и их минеральные ассоциации, с приложением иллюстративного материала по конкретным пунктам проявления. Обсуждается источник углерода и приводятся экспериментальные и петрологические оценки условий образования импактных алмазов. Русское издание дублируется первым обзором такого рода, публикуемым на английском языке.

Для специалистов по проблемам импактных взаимодействий, планетологии, геологии и метеоритики.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Г. П. Вдовыкин*

ISBN 5-7692-0063-4

© Вишневский С. А., Афанасьев В. П.,
Аргунов К. П., Пальчик Н. А., 1997

© ОИГГМ СО РАН, 1997

◆

От редактора

Книга С. А. Вишневого, В. П. Афанасьева, К. П. Аргунова и Н. А. Пальчик “Импактные алмазы: их особенности, происхождение и значение”, где дано подробное изложение результатов исследования импактных алмазов, в особенности, на примере алмазов гигантского Попигайского метеоритного кратера России, является, в сущности, одним из первых (а в англоязычной литературе — первым) обобщением по данному вопросу.

В связи с этим у меня имеются некоторые примечания, которые относятся к ранней истории изучения этой крупной научной проблемы.

1. Задолго до первого экспериментального синтеза алмазов при динамических давлениях Х. Х. Найнинджер [Nininger, 1956] в своей монографии “Аризонский метеоритный кратер: прошлое, настоящее и будущее” дал обоснование того, что алмазы в метеорите Canyon Diablo образовались при взрыве во время удара метеорита о Землю. Пять лет спустя этот вывод подтвердили М. Е. Липшуц и Э. А. Андерс [Lipschutz and Anders, 1961], которые показали, что алмазы и в этом метеорите, и в углистых хондритах-уреилитах образовались импактным способом, причём в уреилитах они кристаллизовались при соударении тел в космическом пространстве. За это исследование М. Е. Липшуц, в те годы аспирант Э. А. Андерса, получил премию имени Найнинджера. Эти идеи в последующие годы оказались весьма плодотворными, в результате чего были успешно синтезированы алмазы при взрыве и исследованы физико-химические условия их образования.

В продолжение метеоритных исследований П. Н. Чирвинского и З. Г. Ушаковой, посвящённых русскому метеориту Каинсаз и изложенных в их публикации 1946 года, мною изучались метеоритные алмазы в период 1962—1975 гг. Для этой цели я использовал практически всю имевшуюся аналитическую базу Института геохимии и аналитической химии в Москве. Результаты моих исследований, опубликованные в монографиях, стимулировали отечественные импактные исследования, приведшие и к обнаружению новых взрывных метеоритных кратеров, и к находкам импактных алмазов в их породах — вначале в Попигайском кратере Восточной Сибири, а затем на Украине и в других местах. Ответственному редактору приятно, что его многолетняя альтруистическая деятельность принесла пользу.

2. Подробные многолетние исследования импактных алмазов в метеоритных кратерах, проведённые С. А. Вишневым с коллегами и изложенные, в частности, в данной крупной работе, с убедительностью показали ударное происхождение алмазов в этих объектах.

Менее однозначна, по мнению редактора, интерпретация импактного образования алмазов в каменных метеоритах (уреилитах и хондритах). Ряд особенностей этих метеоритов и сложность их строения пока не позволяют рассматривать только один какой-либо процесс, ответственный за образование алмазов в каменных метеоритах.

3. Из-за крупной конъюнктуры, возникшей у моих коллег по поводу изучения метеоритных форм углерода (внеземных органических соединений и алмазов) на почве особой рекламно-социальной привлекательности подобного рода исследований, я счёл нужным временно прекратить свои исследования метеоритных алмазов. Поэтому в 1975 г. я подарил свои метеоритные препараты различным музеям. В частности, ко мне обращались Ю. А. Полканов (Симферополь) и другие с просьбой предоставить им препараты метеоритных алмазов для изучения. Поскольку эти препараты уникальны, ниже я сообщаю, где в настоящее время находятся мои образцы метеоритов.

Маленькие образцы австралийского и финского уреилитов, полученные мною, как членом Комитета по метеоритам Академии наук СССР, в порядке личного обмена для изучения из музеев Австралии и Финляндии, я подарил в 1975 г. в Метеоритную коллекцию Академии наук в Москве. Эти метеоритные образцы включены в Метеоритный каталог Российской Академии наук, однако без ссылки — от кого они получены в дар. Препарат алмаза из железного метеорита Canyon Diablo, полученный мною от проф. К. Б. Моора (Аризонский университет), я подарил семье академика В. С. Соболева (Н. В. Соболеву и Е. В. Соболеву) в Новосибирск по просьбе Е. В. Соболева.

Все свои препараты алмазов из уреилитов я официально подарил в 1975 г. в Метеоритную коллекцию Комитета по метеоритам и космохимии при Академии наук Украины в Киеве, поскольку состою членом этого Комитета с 1967 г. Однако в тексте Метеоритного каталога Украины, опубликованные в Киеве в 1980 и 1996 гг. эти мои препараты не были включены.

Начиная с 1995 г. в русской и американской литературе была опубликована серия статей А. В. Фисенко с коллегами по результатам их исследований метеоритных алмазов, включая и алмазы из уреилитов, однако какого-либо упоминания на способы извлечения алмазов и ссылок на метеоритную коллекцию, откуда получены образцы, в этих публикациях нет. Это даёт мне основание предположить, что мои препараты алмазов из уреилитов были переданы из Киева для А. В. Фисенко в Черногоровку (Москва).

Доктор геолого-минералогических наук *Г. П. Вдовыкин.*

31 марта 1997 г., Москва

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря значительным успехам, достигнутым за последние 3—4 десятилетия в планетологии (исследования Луны и других планет), метеоритике, физике ударных волн, геологии и других естественнонаучных дисциплинах, стало ясно, что высокоскоростные столкновения между небесными телами являются одним из самых фундаментальных процессов, которые протекают в Солнечной системе.

Эти процессы, названные импактными (от impact (англ.) — столкновение, удар), имели большое значение для зарождения, роста и эволюции планет, включая дифференциацию их вещества. Не вызывает сомнений, что вещество Земли, так же как и других планет земной группы, в процессе аккреции подвергалось многократной импактной переработке. Недавно стало ясно, что эволюция жизни на Земле тоже контролировалась импактными процессами.

Подавляющее большинство высокоскоростных столкновений достаточно больших небесных объектов метеоритного или кометного типа с планетами приводит к образованию импактных кратеров на их поверхности. В настоящее время на Земле известно более 150 таких кратеров различного размера, начиная от ~100 м до более чем 200 км в диаметре (астроблема Чиксулуб на п-ове Юкатан в Мексике, имеющая возраст ~65 млн лет и считающаяся причиной грандиозного вымирания организмов на рубеже мелового и палеогенового периодов). Попигайская астроблема диаметром 100 км, расположенная у п-ова Таймыр, — другой крупнейший импактный кратер с возрастом ~35 млн лет, который, вероятно, является причиной ещё одного большого вымирания организмов, задокументированного палеонтологией в осадочных толщах позднеэоценового возраста. Одной из крупнейших является также открытая Л. В. Фирсовым [1965] Пучеж-Катунская астроблема диаметром 80 км, расположенная недалеко от Нижнего Новгорода. Что касается Луны, Марса и других планет с низким уровнем собственной эндогенной и экзогенной активности, то следы импактных столкновений сохраняются здесь довольно долго, и поверхности таких планет буквально испещрены множеством метеоритных кратеров.

Преобразование вещества в импактных процессах обеспечивается главным образом действием ударных волн, которые создаются при высокоскоростном ударе и вызывают ударный метаморфизм пород мишени. Ударный метаморфизм характеризуется экстремально-высокими параметрами, включая импульсные давления до 3000 ГПа и более и остаточные постударные температуры до 30 000 °С, которые могут создаваться в изменяемой породе. Такие экстремальные параметры никогда не достигаются при любых эндогенных процессах у поверхности планет.

Вследствие ударного метаморфизма породы мишени в пределах возникающего метеоритного кратера подвергаются различным изменениям. Прогрессирующий ряд таких специфических изменений, от слабых до сильных трансформаций, последовательно включает в себя дробление и брекчирование породы; образование диаплектических минералов (ударная витрификация материала в ещё твёрдом виде, без плавления); начальное, а затем полное плавление породы; её начальное и далее полное ис-

парение; наконец, происходит диссоциация вещества породы до уровня элементарных химических единиц; при наивысшем уровне ударного метаморфизма достигается также ионизация вещества. Наиболее интенсивные преобразования протекают во внутренней зоне импактного события.

Характерной особенностью ударного метаморфизма для некоторых минералогических систем являются фазовые превращения, приводящие к появлению высокобарических полиморфов. Наиболее известным примером такого типа являются фазовые превращения в системе кремнезёма, при которых образуются стишовит (барометр ударных давлений $> 12\text{--}15$ ГПа) и коэсит (барометр ударных давлений > 30 ГПа). Фазовые превращения под действием сильных ударных волн известны также и для системы углерода; в результате таких превращений из исходного углеродистого вещества (графит, уголь, аморфный или слабо окристаллизованный углерод) возникают импактные алмазы.

Открытие и изучение импактных алмазов в качестве минералогического индикатора ударного метаморфизма, помимо чисто познавательного значения, стало важным вкладом в теоретическую и практическую геологию, а также в другие естественные науки. Кроме того, импактные алмазы могут представлять экономический интерес. Ниже описываются природные проявления импактных алмазов, особенности этих минералов, их происхождение и значение.

ПРОЯВЛЕНИЯ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

Импактные алмазы (ИА) известны в различных природных объектах как материнского (метеориты и породы земных импактных кратеров), так и вторичного (осадочные породы) типа. Первая находка ИА (их импактное происхождение установили позже) сделана в метеорите Новый Урей в 1888 г. профессорами М. В. Ерофеевым и П. А. Лачиновым (рис. 1). Эта находка послужила стимулом к дальнейшим поискам, и вскоре со ссылкой на данные М. В. Ерофеева и П. А. Лачинова [1888] американские геологи [Foote, 1891] обнаружили ИА в обломках железного метеорита Canyon Diablo из Аризонского кратера (рис. 2). Детальное изучение алмазов из метеорита Canyon Diablo выполнили К. Дж. Ксанда и Е. П. Гендерсон [Ksanda and Genderson, 1939]. Позже ИА были обнаружены в различных уреилитах: Goalpara [Urey, et al., 1957], Dualpur [Lipschutz, 1962] и других [Вдовыкин, 1967, 1969а,б, 1970, 1991; Vdovykin, 1976], а также в антарктическом железном метеорите ALHA-77283 [Clarke, et al., 1981].

Первая находка ИА в породах земных метеоритных кратеров была сделана В. Л. Масайтисом в 1971 г. [Масайтис и др., 1972] в Попигайской астроблеме. Несколько позже В. Л. Масайтис и С. А. Вишневский независимо друг от друга показали, что ИА широко распространены в этом кратере. Некоторые результаты нашего опробования показаны на рис. 3. Вскоре ИА были найдены в нескольких пунктах кратера Рис (карьеры Otting и Bollstadt [Рост и др., 1978]) и в Карском кратере [Езерский, 1982]. Одновременно и несколько позже, в 70—80-х годах, находки ИА были сделаны и в некоторых других метеоритных кратерах бывшего СССР [Val'ter and Er'omenko, 1996]. Позже эти данные были опубликованы для Оболонского, Ильинецкого и Западного кратеров [Gurov, et al., 1995; Val'ter and Er'omenko, 1996], а также для Терновской астроблемы [Val'ter and Er'omenko, 1996].

Рис 1. Первая страница журнала, в котором профессора М. В. Ерофеев и П. А. Лачинов опубликовали свою находку алмазов в метеорите Новый Урей в 1888 г.

Недавно список алмазодержащих астроблем пополнился Пучеж-Катунской структурой [Ма-ракушев и др., 1993] и, как указывают А. А. Вальтер и Г. К. Ерёмченко [Val'ter and Er'omenko, 1996], находки ИА возможны во многих астроблемах, заложенных на кристаллической мишени. Среди таких астроблем можно назвать Rochechouart и Lake Mien в Европе, а также астроблемы Holleford, Brent, Skeleton Lake, Charlevoix, Mistastin, Manicouagan, Pilot Lake, Sudbury и некоторые другие импактные структуры, заложенные на графитсо-

держающих породах Гренвилльской и других серий Канадского щита. Однако наши поиски ИА в расплавленных импактных породах астроблемы Rochechouart (Франция) и кратера Gardnos (Норвегия) были безуспешны [Вишневецкий, 1994, неопубликованные данные]; отрицательные результаты сообщаются для астроблемы Rochechouart и кратера Lake Mien (Швеция) и другими авторами [Hough, et al., 1995d].

Наши находки ИА в кратере Рис [Рост и др., 1978] были недавно подтверждены другими исследователями [Hough, et al., 1995a,b; Masaitis and Shafranovsky, 1994; Abbot, et al., 1996]; однако ссылки на наши результаты в публикациях Р. М. Хога [Hough, et al., 1995a,b] сделаны неадекватно, а что касается двух других указанных работ, то в них наши данные не упоминаются вовсе.

Импактные алмазы обнаружены также в торфах из места взрыва Тунгусского метеорита и надёжно диагностированы [Квасница и др., 1979]. Недавно эта работа была повторена Р. М. Хогом [Hough, et al., 1995e] и опять без ссылки на предыдущие данные В. Н. Квасницы с коллегами [Квасница и др., 1979]. По сообщению Р. М. Хога, на месте катастрофы найдено несколько мелких твёрдых, химически устойчивых частиц углерода, которые с большой вероятностью являются алмазами, однако для окончательной диагностики необходимы дополнительные исследования.

ЖУРНАЛЪ РУССКАГО ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАГО ОБЩЕСТВА

при Императорскомъ С.-Петербургскомъ Университетѣ

Томъ XX.

ОТДѢЛЪ ПЕРВЫЙ.

Издавъ подъ редакцию

Н. МЕНШУТКИНА.

Корректуру держали В. Тищенко и А. Волявъ.

—*—



С.-ПЕТЕРБУРГЪ.
Топ. В. Демидова, Новый пер., д. 7.
1888.





Рис. 2. Аризонский метеоритный кратер, США. Аэрофотоснимок Н. В. Соболева, Институт минералогии и петрографии СО РАН, Новосибирск.

Переотложенные ИА могут быть двух типов. *Первый тип* связан с дальними закратерными выбросами из больших метеоритных кратеров, в результате чего в региональном и, возможно, даже в глобальном масштабе, возникают обширные поля рассеяния импактных алмазов. Известный пример такого поля рассеяния связан с Попигайским метеоритным кратером (рис. 4); закратерные выбросы этого поля, возможно, частично переработаны флювиальными процессами. *Второй тип* переотложенных ИА связан с флювиальными и другими поверхностными процессами; такие переотложенные ИА известны в рыхлых кайнозойских осадочных породах различных регионов [Квасница, 1985; Полканов и др., 1973; Юрк и др., 1973; и др.]. В некоторых случаях (например, для Попигая — *наш комментарий*) переотложенные ИА могут образовывать россыпи [Masaitis, 1995]. Можно предположить, что благодаря своей устойчивости и обилию алмазоносных астроблем, переотложенные ИА обоих типов широко распространены в различных осадочных породах земной коры.

Импактные алмазы, найденные в древних метаморфических породах [Головня и др., 1977], вероятно, являются докембрийскими переотложенными алмазами, хотя некоторые исследователи [Масайтис, устное сообщение] считают, что в этом случае имело место искусственное заражение изучавшихся образцов.

Рис. 3. Находки алмазов (чёрные кружки) в импактиках Попигайской астроблемы (белые территории). Неопубликованные данные С. А. Вишневого, 1973.

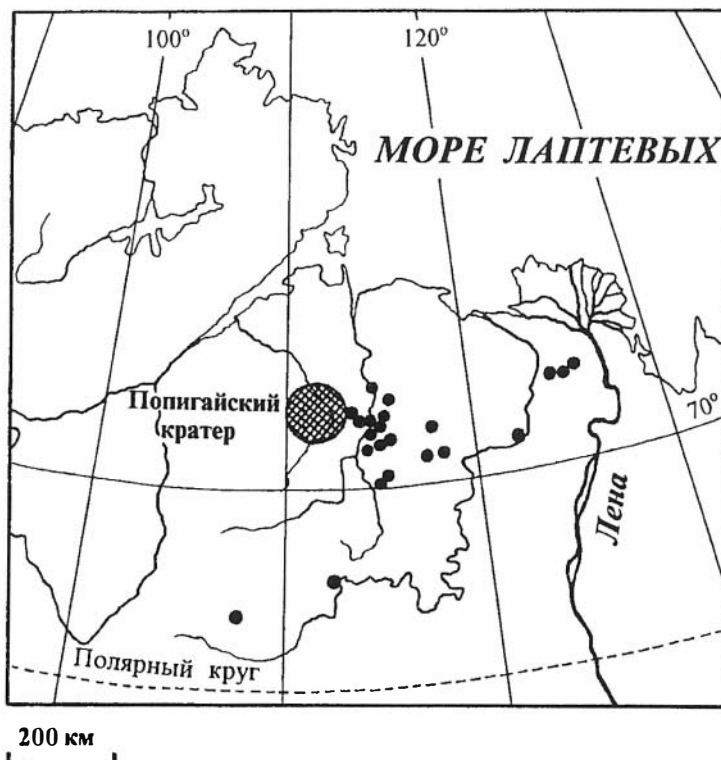
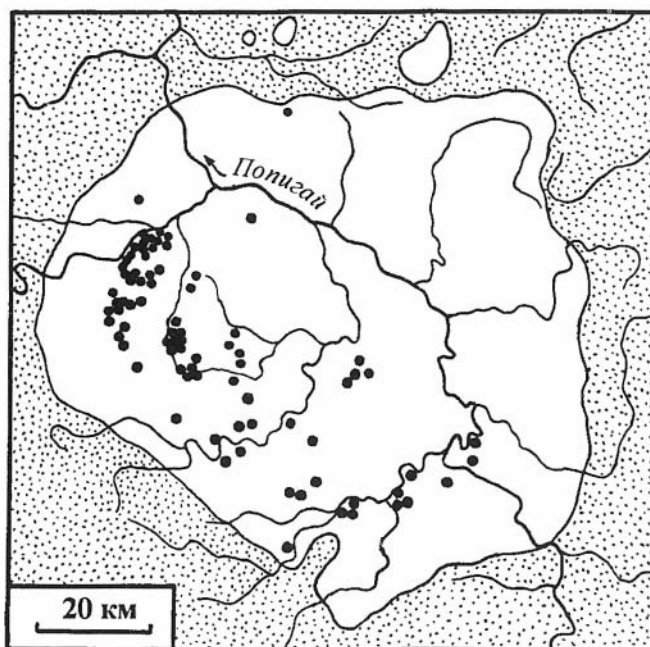
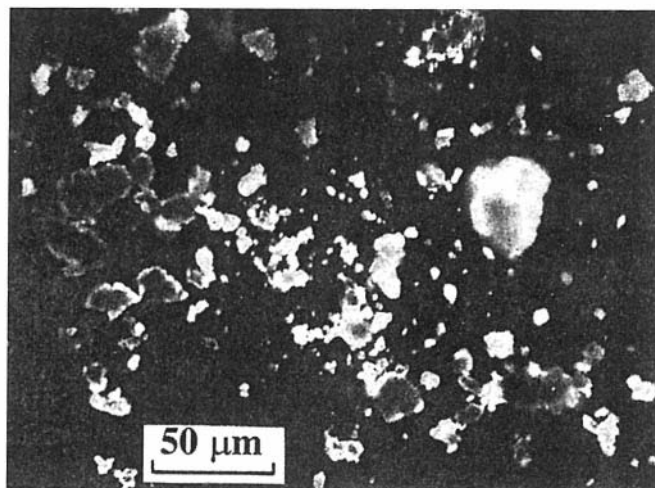


Рис 4. Поле рассеяния импактных алмазов-якутитов (находки показаны чёрными кружками) в окрестностях Попигайского кратера. Данные [Vishnevsky, et al., 1995].

Как было установлено в последнее десятилетие, большое количество неметаморфизованных метеоритов содержат так называемые “коллоидные” кубические алмазы величиной 0.4—7 нм [Lewis, et al., 1987a,b; Huss, 1990; Newton, et al., 1995; Huss and Lewis, 1995], для которых предполагается межзвёздное происхождение. Однако сходные по одним характеристикам, но отличные по другим своим особенностям микроалмазы были недавно обнаружены в ряде земных объектов и связаны либо с импактатами (кратер Рис, мелкие частицы алмазов размером до нескольких десятков микрометров [Hough, et al., 1995a,b]), либо с пограничными слоями на рубеже мела-палеогена в Северной Америке (микроалмазы величиной 3—5 нм [Carlisle and Braman, 1991; Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]), приуроченными к Чиксулубскому импактному событию. Предполагается, что “коллоидные” и субмикронные алмазы в земном материале имеют импактное происхождение и представляют собой принципиально новую группу ИА, связанных с ударно-взрывными процессами. Сходное происхождение предполагается также для микроскопических сростаний кубического алмаза и карбида кремния, обнаруженных недавно в кратере Рис [Hough, et al., 1995a,b].

РАЗМЕРЫ, МОРФОЛОГИЯ И ОКРАСКА ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

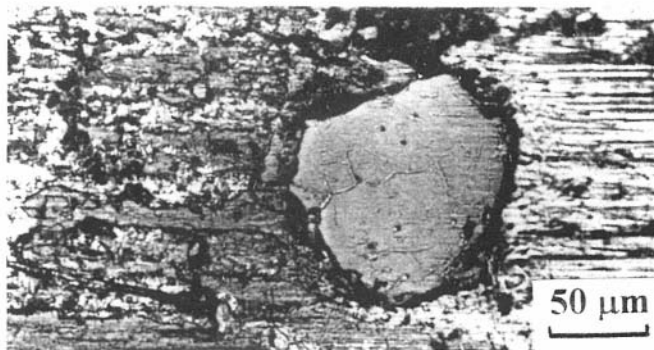
Зёрна ИА из уреилитов и железных метеоритов обычно имеют размеры от 0.1 до 2 мм, изредка до 5 мм, обладают белой, серой или тёмно-серой окраской и характеризуются преимущественно неправильной объёмно-ксеноморфной или округлённой формой (рис. 5, 6). Однако для некоторых ИА из метеорита Canyon Diablo известны также кубоидные и кубооктаэдрические формы, унаследовавшие морфологию исходного графита-клифтонита [Brett and Higgins, 1969]. Все ИА, обнаруженные в метеоритах, являются параморфозами по исходному родительскому углеродистому веществу, т. е. представляют ПИА.



Попигайские ИА, возникшие из акцессорного графита гнейсов мишени, также являются параморфозами (ПИА). Обычные размеры их зёрен варьируют от 0.1 до 0.5 мм (изредка, до 1—5 мм). Как сообщает В.Л. Масайтис [Masaitis, 1996], единичные зёрна ПИА (из Попигая? — *наш комментарий*) име-

Рис. 5. Объёмно-ксеноморфные зёрна импактных алмазов (чистая фракция алмаза), выделенные из метеорита Новый Урей. Отражённый свет. По Г. П. Вдовыкину [1967].

Рис. 6. Изометричное зерно импактного алмаза (серое выделение в центре) в метеоритном железе Canyon Diablo. Микрофотография А. El-Goresy, отражённый свет. По Е. Anders [1965].



ют неожиданно большие размеры, до 10 мм. Для попигайских ПИА свойственна различная окраска:

бесцветные, белые, жёлтые, серые и тёмно-серые до чёрных; жёлтые и тёмноокрашенные зёрна наиболее распространены. В земных ПИА, по данным А. А. Вальтера и др. [1992], жёлтые цвета окраски алмазов связаны с примесью лонсдейлита, в то время как тёмные приписываются примеси графита. Прозрачные зёрна ПИА часто анизотропные, одноосные положительные, плеохроируют и имеют двупреломление от 0.005 до 0.020, которое зависит от содержания лонсдейлита [Вальтер и др., 1992]. Двупреломление ПИА из Западного кратера варьирует от 0.003 до 0.018 [Gurov, et al., 1996]. Ф. Лангенхорст и В. Л. Масайтис [Langenhorst and Masaitis, 1996] сообщают, что даже первоначально тёмные и непросвечивающие попигайские ПИА становятся прозрачными и обнаруживают аномальное двупреломление после утонения при подготовке к просвечивающей электронной микроскопии.

Основными морфологическими типами попигайских ПИА являются уплощённые и объёмно-ксеноморфные зёрна (рис. 7). Как это наблюдается для ПИА, образовавшихся по графиту в сильно импактированных архейских гнейсах мишени, оба этих морфологических типа алмазных зёрен возникли в результате мозаичной фрагментации исходного графита во время его фазового превращения в ударной волне. При этом по относительно тонким чешуйкам и пластинкам графита образуются плоские угловатые зёрна ПИА (рис. 8), в то время как по относительно толстым выделениям графита развиваются объёмно-ксеноморфные зёрна. Очевидно, что такая фрагментация связана с объёмной усадкой в процессе фазового превращения исходного графита.

Сходные размеры и окраска отмечаются и для зёрен ПИА из кратера Рис, которые также возникли из исходного графита, однако в морфологическом отношении зёрна алмазов в этом кратере характеризуются доминированием уплощённых форм (рис. 9).

В некоторых случаях зёрна ПИА из Попигайского кратера и кратера Рис унаследовали полную или частично-гексагональную форму родительских кристаллов графита и особенности срастаний этих кристаллов (рис. 10). Изредка, в случае хорошо образованных кристаллов родительского графита, правильные формы этих кристаллов и особенности срастаний также унаследованы алмазными параморфозами (рис. 11).

Иная, чем наша, морфологическая и генетическая классификация попигайских ИА недавно предложена Ф. Лангенхорстом и В. Л. Масайтисом [Langenhorst and Masaitis, 1996]. Эти авторы выделяют два основных типа алмазов: 1) идиоморфные

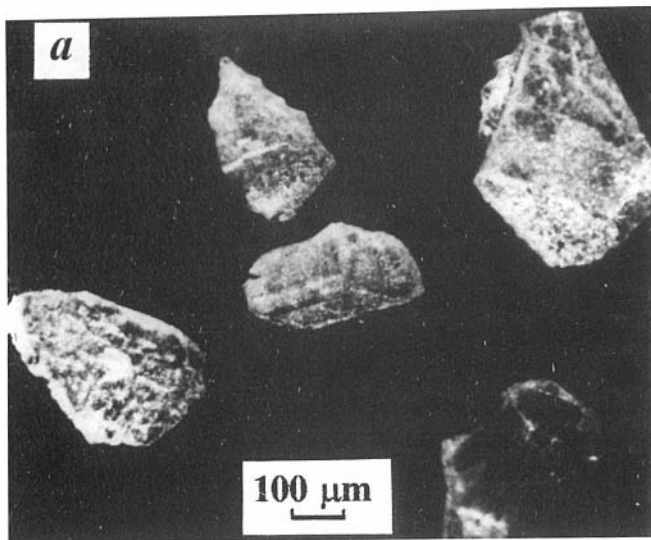
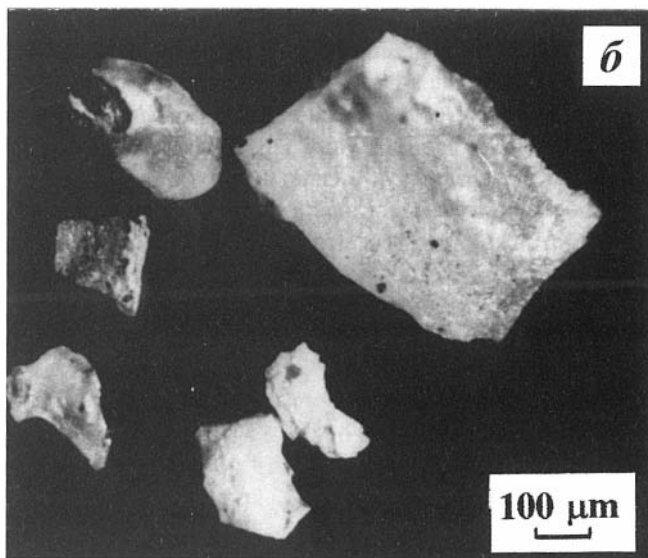


Рис. 7. Два основных морфологических типа импактных алмазов из Попигайского кратера:

a — чешуевидные или угловатые уплощённые зёрна, вплоть до листоватых; *б* — объёмно-ксеноморфные зёрна. Отражённый свет. По С. А. Вишневному [1978].



пластинки или так называемые “параморфозы” (соответствующие нашим ПИА уплощённого типа, унаследовавшим форму более-менее образованных родительских кристаллов графита), 2) ксеноморфные поликристаллические агрегаты иного происхождения (см. раздел “Происхождение импактных алмазов”). Однако данная классификация не включает широко распространённый в Попигайском кратере тип уплощённых угловатых и оскольчатых зёрен, подобных показанным на рис. 7а. Эти же авторы считают, что ксеноморфные зёрна алмазов находятся в расплавных импактитах, в то

Рис. 8. Параморфоза импактного алмаза по пластинчатому выделению исходного графита (чёрный чешуевидный агрегат в центре) в перекристаллизованном диаплектическом кварцевом стекле (белая вмещающая масса, ударные давления от 35 до 50 ГПа).

За счет объёмной усадки при превращении пластинка графита была фрагментирована с образованием уплощённых оскольчатых

зёрен импактного алмаза. Согласно рентгеноструктурным данным, в этой параморфозе наблюдаются две ассоциации минералов углерода: а) разупорядоченный графит + кубический алмаз + лонсдейлит + чаоит; б) кубический алмаз + лонсдейлит + чаоит. Попигайский кратер, образец № 486, отражённый свет. По С. А. Вишневному и Н. А. Пальчик [1975].

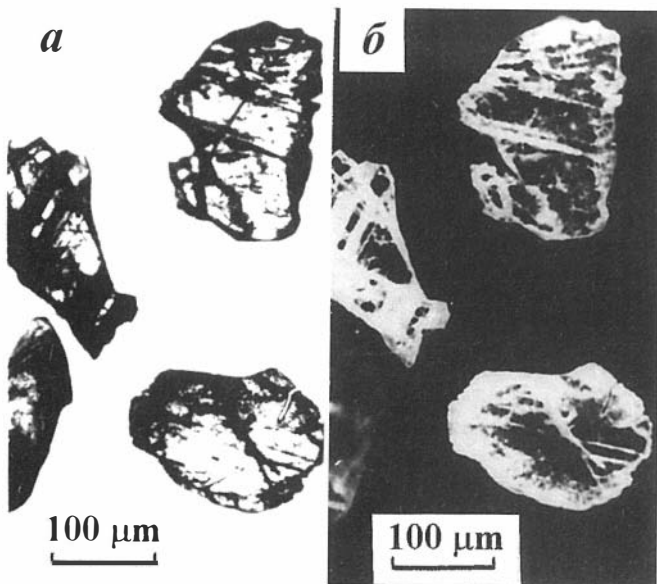
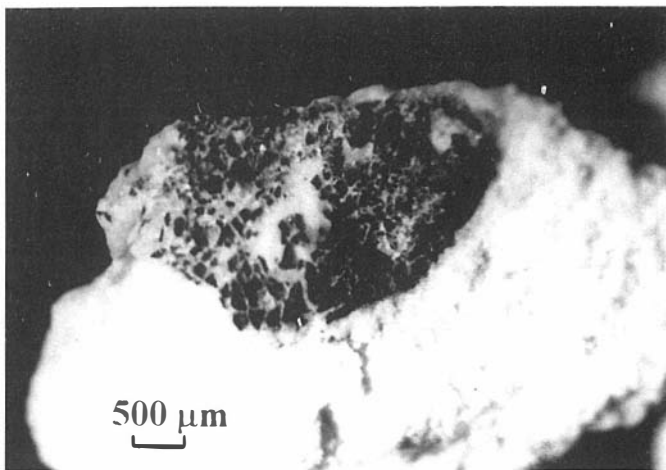


Рис. 9. Параморфозы импактного алмаза по графиту из кратера Рис: чешуевидные или оскольчатые уплощённые просвечивающие зёрна, демонстрирующие сложное пластинчатое внутреннее строение в проходящем (а) и отражённом (б) свете. По Р. Росту и др. [1978].

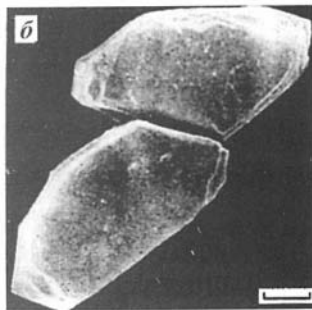
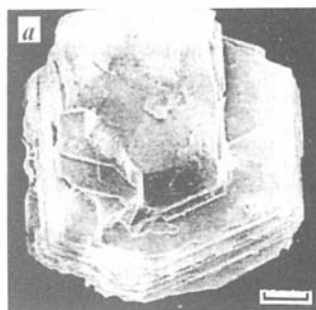
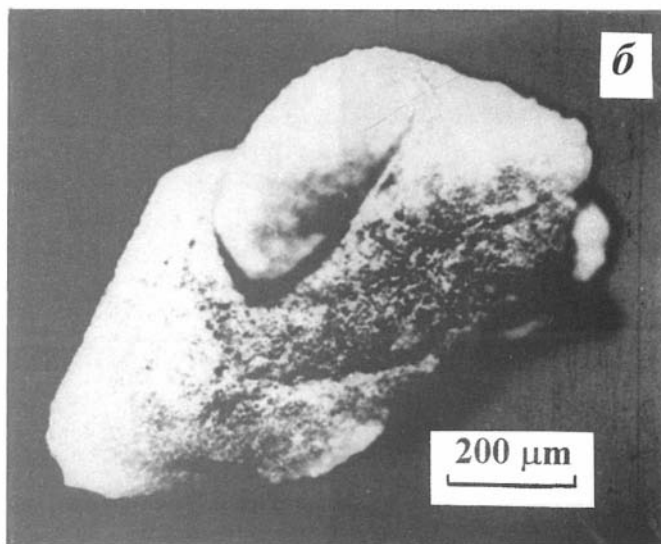
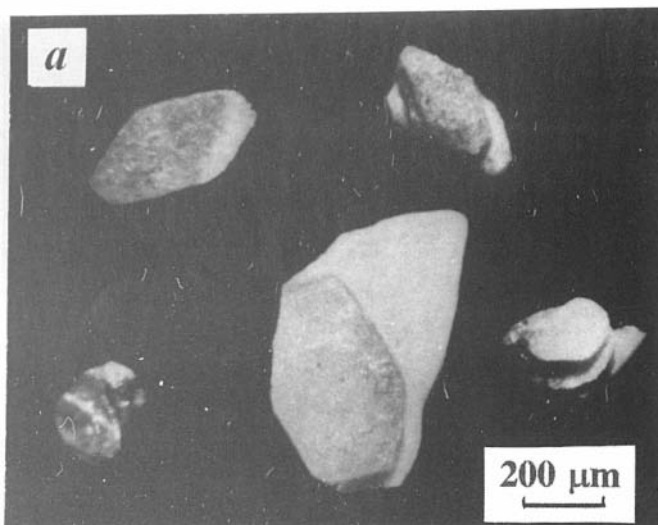


Рис. 10. Унаследованность морфологии и срастаний исходного минерала для параморфоз импактного алмаза по обычно распространённым кристаллам графита (а, б): зёрна алмазов имеют гексагональную или близкую к ней форму (матрицей послужили отдельные пластины или их правильные срастания по поверхности (0001) исходного графита). Попигайский кратер, отражённый свет. По С. А. Вишневному [1978].

Рис. 11. Редкие примеры унаследованности параморфозами импактного алмаза морфологии и срастаний хорошо образованных кристаллов исходного графита: а) параллельные срастания по поверхности (0001); б) параллельные срастания по поверхности (10 $\bar{1}$ 0);

в) двойники В. С. Веселовского по поверхности (0001); г) срастание двух кристаллов (0001) || (10 $\bar{1}$ 0) с направлениями [0001], перпендикулярными друг другу. Получено с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), масштаб 100 мкм. По А.А. Вальтеру и др. [1992].

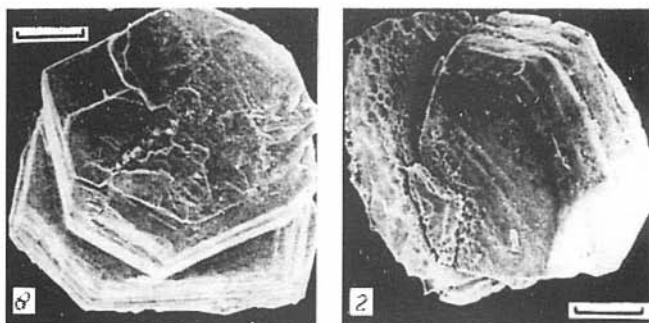
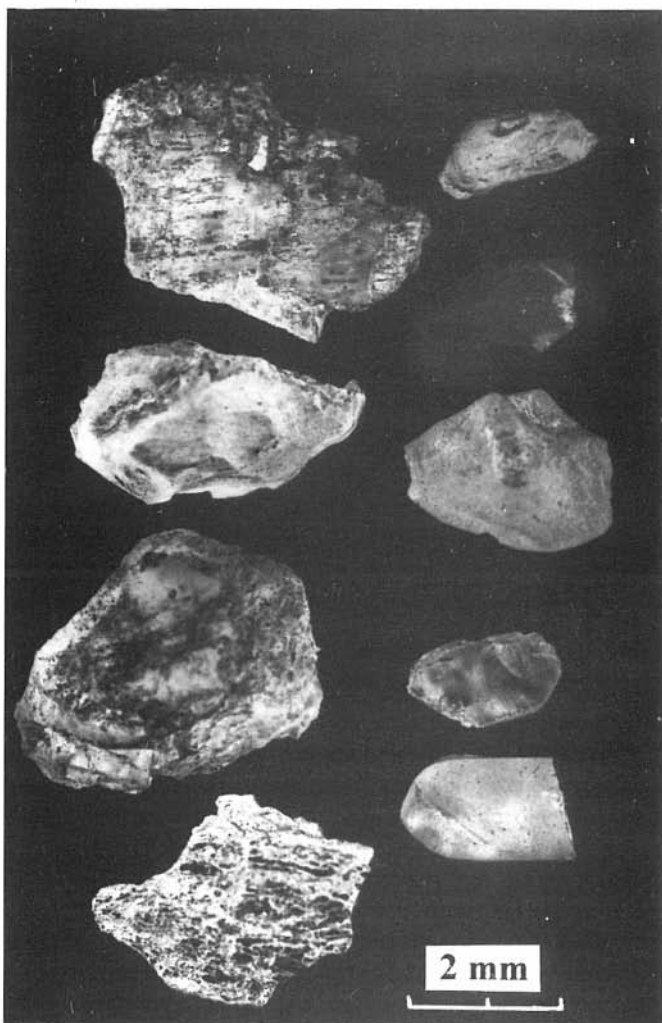


Рис. 12. Якутиты, импактно-переотложенные алмазы из дальних закрайных выбросов Попигайской астроблемы. Типичны объёмно-ксеноморфные и уплощённые угловатые зёрна; иногда унаследованы гексагональные формы исходного графита. По В. И. Коптилю [1994].

время как идиоморфные пластинки содержатся в обломках импактированных гнейсов. Однако, по нашим данным, оба типа импактных алмазов, как ксеноморфные, так и уплощённые (включая подтип идиоморфных уплощённых параморфоз), присущи для самых различных расплавных пород Попигайского кратера, так же как ксеноморфные зёрна могут встречаться в обломках импактированных гнейсов.

Описанные выше особенности ПИА из импактитов характерны и для якутитов (рис. 12) — алмазов, выброшенных из Попигайского кратера и образующих вокруг него обширное поле рассеяния. Детальные описания морфологии, окраски и величины этих алмазов приводятся в нескольких публикациях [Галимов и др., 1980; Каминский и др., 1985, 1987; Румянцев и др., 1980; и др.].



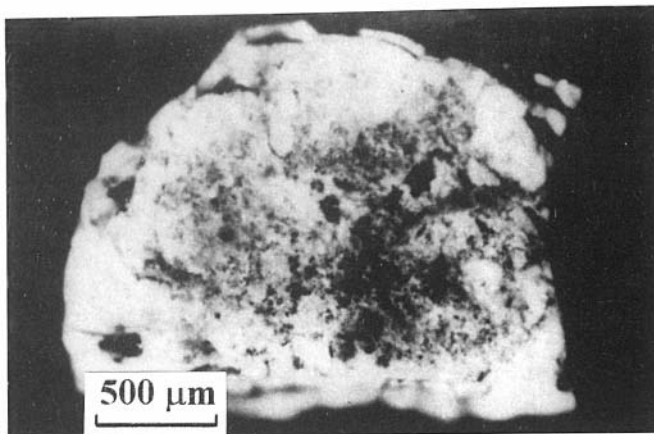


Рис. 13. Тогориты, параморфозы импактного алмаза по углю: ксеноморфное зерно. Карский кратер, отражённый свет.

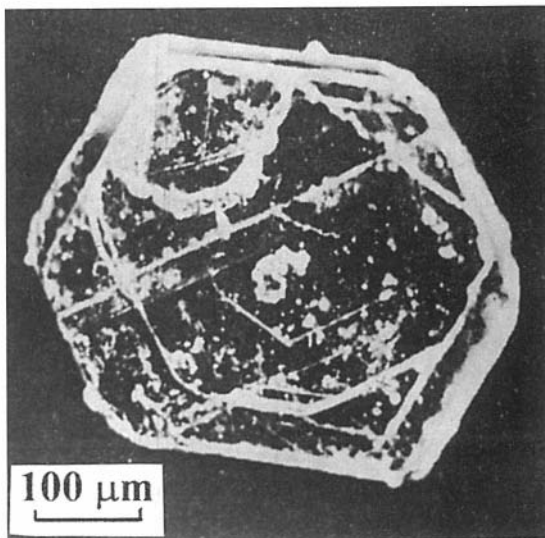


Рис. 14. Первичная штриховка \parallel поверхности (1120) исходного минерала, унаследованная параморфозой импактного алмаза по графиту. СЭМ. По А. А. Вальтеру и др. [1992].

Так называемые тогориты, или параморфозы импактного алмаза по углям, были обнаружены в импактатах Карского кратера [Езерский, 1982, 1986, 1987]. Они варьируют по размерам от 0.1 до 3—5 мм, имеют белую, коричневую или чёрную окраску и представлены в основном объёмно-ксеноморфными зёрнами (рис. 13), в которых нет или очень редко отмечается слоистое строение [Езерский, 1982].

Параморфозы импактного алмаза по графиту характеризуются широко развитой штриховкой. Эта штриховка весьма тонкая (полосы шириной 2—5 мкм и менее) и представлена одной или несколькими системами прямых параллельных линий; иногда отмечаются также системы изогнутых линий. Линии штриховки хорошо выделяются по цвету, блеску и рельефу. Считается, что некоторые из штриховок являются реликтовыми, или первичными [Вальтер и др., 1992], и наследуют структурные особенности исходного графита (рис. 14). Другие штриховки рассматриваются этими авторами как вторичные в качестве планарных элементов, образованных вместе с алмазной параморфозой (рис. 15). Третьи штриховки связаны с пластинчатыми включениями графита или же являются результатом естественного травления алмазов (рис. 16). Примером относительно “грубых” штриховок последнего типа может служить часто наблюдаемая под микроскопом слоистая структура алмазных зёрен. С помощью просвечивающей электронной микроскопии (данные [Langenhorst and

Рис. 15. Вторичная штриховка, по А. А. Вальтеру и др. [1992]: планарные элементы в параморфозах импактного алмаза по графиту. Микрофотографии в проходящем (а) и отражённом (б) свете, Попигайский кратер. По С. А. Вишневному [1978].

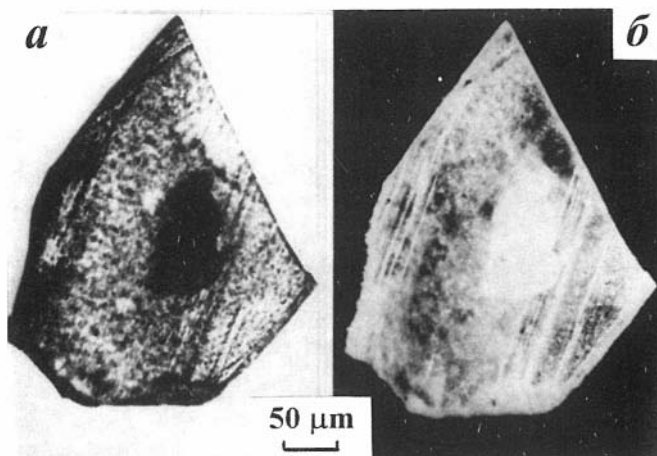
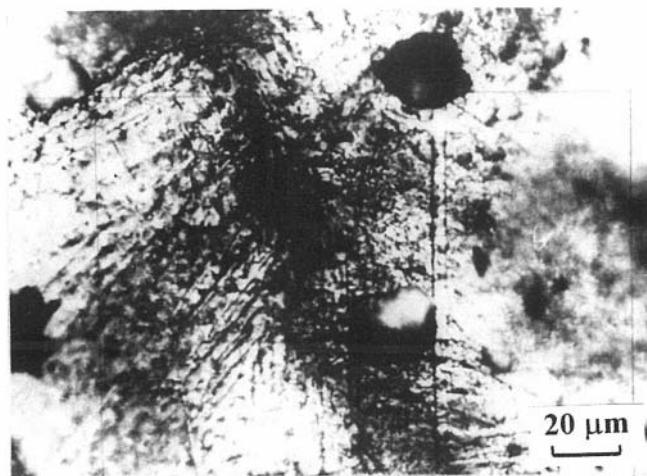


Рис. 16. Сложные внутренние пластинчатые структуры (полосчатые и веерообразные) в параморфозах импактного алмаза по графиту, выраженные штриховкой и доступные для наблюдения благодаря поверхностной коррозии. Микрофотография в отражённом свете, Попигайский кратер. По С. А. Вишневному [1978].



Masaitis, 1996)) обнаружена также сверхтонкая полосчатая внутренняя структура алмазных зёрен с толщиной индивидуальных полос от 0.1 до 0.5 мкм.

При больших увеличениях на поверхности алмазных зёрен иногда обнаруживается субмикронная структурная скульптура, представленная мельчайшими кристаллитами кубического алмаза, которые имеют предпочтительную ориентировку, контролируемую кристаллографическими особенностями исходного графита (рис. 17).

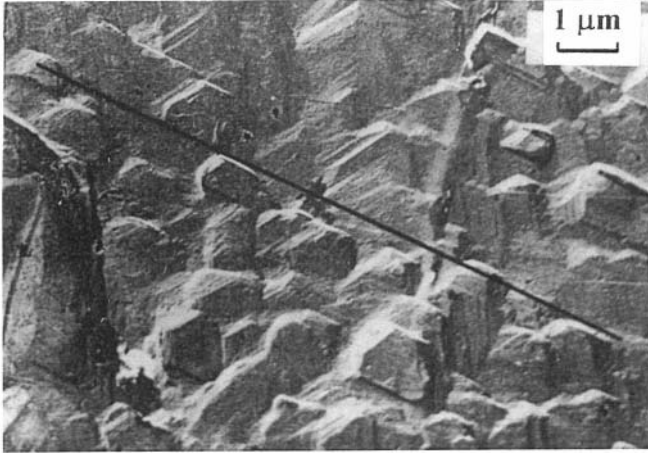


Рис. 17. Сверхтонкая скульптура параморфоз импактного алмаза: кристаллиты кубического алмаза на поверхности (0001) исходного графита. Поверхности (100) этих кристаллитов параллельны следу (11 $\bar{2}$ 0) исходного графита (чёрная линия). СЭМ. По А. А. Вальтеру и др. [1992].

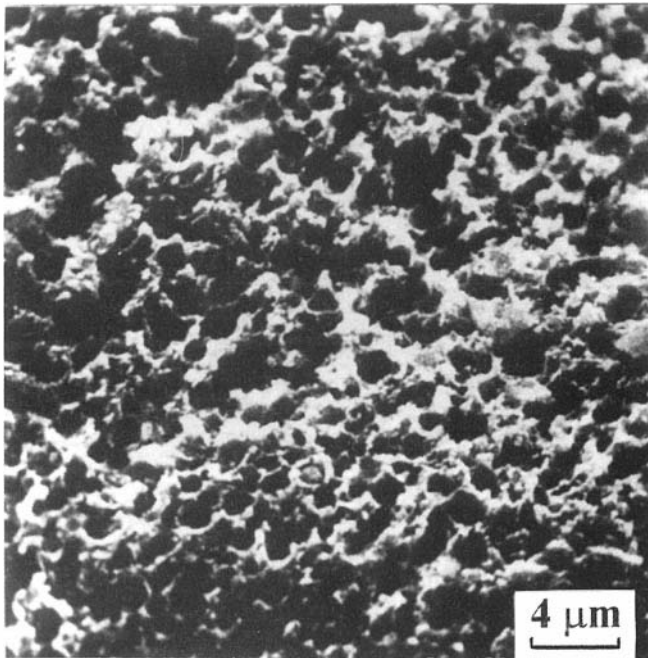


Рис. 18. Растворение зёрен импактного алмаза: сверхтонкая поверхностная коррозия. СЭМ. Попигайский кратер. По С. А. Вишневному [1978].

Многие ПИА из астроблем несут следы растворения, которое происходило в перегретом импактном расплаве под действием OH^- , Na, K и других агентов.

В целом следы травления представлены тончайшей матировкой, образующей ячеистый сотовидный микрорельеф (рис. 18). Иногда в добавление к такой матировке наблюдаются локальные

участки интенсивного разъедания, образующие группы больших каверн и глубокие причудливые врезы.

Обнаруженная в кратере Рис [Hough, et al., 1995a,b] новая группа микроалмазов, отличающаяся от алмазных параморфоз по графиту и углю, характеризуется размерами зёрен от первых микрометров до первых десятков микрометров и не доступна для детальных исследований под оптическим микроскопом.

РЕНТГЕНОВСКИЕ И ЭЛЕКТРОННО-МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

Открытие лонсдейлита, гексагонального полиморфа алмаза [Frondel and Marvin, 1967; Hannemann, et al., 1967], стало одним из крупнейших вкладов в историю изучения ИА. Однако до сих пор нет единодушного мнения по поводу того, является ли лонсдейлит просто политипом кубического алмаза [Годовиков, 1975; Курдюмов, Пилянкевич, 1979] или же это новый минерал [Ерёменко, Полканов, 1978; Масайтис и др., 1990]. Тем не менее лонсдейлит как важная типоморфная фаза импактных алмазов был плодотворно использован для подтверждения их ударного происхождения. Как показано Р. Дж. Ханнеманом с коллегами [Hannemann, et al., 1967], главные межплоскостные расстояния лонсдейлита на рентгенограммах такие же, что и для кубического алмаза (d/h , нм): 0.206; 0.126 и 0.1076, но с добавлением нескольких новых линий, таких как (d/h , нм): 0.218; 0.193; 0.150; 0.116 и 0.109. В структурном аспекте лонсдейлит является вюрцитоподобным полиморфом углерода. Как показано А. В. Курдюмовым и А. Н. Пилянкевичем [1979], такие структуры, когда они сложены атомами одного химического элемента, обычно неустойчивы и легко разрушаются при отжиге и в других процессах. В зёрнах ИА кубический алмаз и лонсдейлит удвойникованы по шпинелевому закону [Masaitis, 1996].

Рентгеновские данные позволяют оценить содержание лонсдейлита в зёрнах ПИА, имеющих комплексный состав (смесь кубической и гексагональной фаз алмаза). Для количественной оценки содержания лонсдейлита были предложены близкие между собой методики А. А. Вальтера с коллегами [Вальтер и др., 1992] и В. М. Товстогана с коллегами [Товстоган и др., 1977], хотя, как указано А. В. Курдюмовым и А. Н. Пилянкевичем [1979], здесь могут встречаться некоторые ограничения в связи с текстурированностью ПИА. По А. А. Вальтеру [Вальтер и др., 1992], концентрация лонсдейлита C (%) может быть оценена по следующим зависимостям:

$$C = A/(0.75A + 0.5) \times 100 \%;$$

$$C = A/(A + 0.5) \times 100 \% \text{ (с учётом влияния текстурированности);}$$

$$C = A/(A + 0.34) \times 100 \% \text{ (с коррекцией на одномерную структурную разупорядоченность лонсдейлита),}$$

где A — это отношение фотометрически замеренной на рентгенограммах интенсивности линий I главных межплоскостных расстояний импактного алмаза: 0.218 нм [(10 $\bar{1}$ 0) лонсдейлита] к 0.206 нм [(111) кубического алмаза + (0002) лонсдейлита], т. е., $A = I_{(0.218 \text{ нм})}/I_{(0.206 \text{ нм})}$.

Погрешности в оценке, допускаемые всеми тремя зависимостями, не превышают обычной ошибки фотометрических наблюдений.

Оба морфологических типа попигайских ПИА по исходному графиту (уплощённые и объёмно-ксеноморфные зёрна), содержащиеся в расплавных импактных породах, обычно характеризуются примесью лонсдейлита, хотя иногда такие зёрна состоят только из кубической фазы (табл. 1). Иногда в этих алмазах наблюдается также малая примесь возможного чаюита и графита (см. межплоскостные расстояния 0.412 и 0.370 нм для чаюита и 0.335 нм для графита, приводимые на рентгенограмме зерна № 59ш в табл.1). Графитовые зёрна, содержащиеся в этих же самых алмазоносных породах, несут различную степень ударного метаморфизма, с вариациями

Т а б л и ц а 1 . Дебаграммы попигайских параморфоз импактного алмаза по графиту, содержащих только кубическую фазу или представляющих смесь этой фазы с лонсдейлитом (по С. А. Вишневному [1978])

Зерно № 617		Зерно № 618		Зерно № 201ш		Зерно № 24ш		Зерно № 59ш		Зерно № 16ш		Кубический алмаз + лонсдейлит [Frondel and Marvin, 1967]	
Первичный рентгеновский пучок был произвольно ориентирован		Первичный рентгеновский пучок был произвольно ориентирован		Первичный рентгеновский пучок был произвольно ориентирован		Первичный рентгеновский пучок был к слоистости		Первичный рентгеновский пучок был ⊥ к слоистости		Первичный рентгеновский пучок был к слоистости ⊥ к слоистости			
I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм
—	—	—	—	—	—	—	—	3	0.412	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2	0.370	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.335	—	—	—	—
—	—	—	—	5	0.219	3	0.218	4	0.217	4	0.218	3	0.219
10	0.206	—	—	10	0.207	10	0.206	10	0.207	10	0.207	10	0.208
—	—	—	—	2	0.194	1	0.194	1	0.193	2	0.197	1	0.197
—	—	—	—	2	0.140	2	0.140	—	—	—	—	2	0.140
8	0.126	8	0.126	6	0.126	7	0.126	6	0.126	6	0.127	7	0.127
—	—	—	—	1	0.119	1	0.119	—	—	—	—	2	0.119
7	0.1077	7	0.1077	4	0.1080	5	0.1075	3	0.1071	5	0.1082	6	0.1082

П р и м е ч а н и е. Зёрна № 617, 618 (объёмно-ксеноморфная разность) были извлечены из расплавных импактитов (тагамиты типа Т1); зёрна № 201ш, (объёмно-ксеноморфное) и 24ш, 59ш, 16ш (уплощённый тип со слоистой морфологией) были извлечены из россыпного материала. Излучение CoK_α , Fe-фильтр. Указано направление первичного рентгеновского пучка по отношению к морфологии алмазов.

Т а б л и ц а 2. Дебаграммы различно разупорядоченных графитов из расплавных импактитов Попигайской астроблемы [Вишневецкий, 1978]

Образец № 517		Образец № 816		Образец № 1548		Графит по В. И. Михееву [1957]		Углерод (разупорядоченный графит), по [XRDPF, 1969]		
I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I*	d/n, нм	hkil
10	0.335	10	0.334	10	0.336	10	0.335	100	0.337	0002
—	—	1	0.247	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	3	0.224	—	—	—
1	0.214	1	0.2112	—	—	5	0.213	2	0.213	10 $\bar{1}0$
3	0.2041	2 ш	0.2021	1	0.2042	5	0.2036	3	0.2036	10 $\bar{1}1$
—	—	—	—	—	—	4	0.1848	—	—	—
—	—	2	0.1804	—	—	3	0.1801	1	0.1800	10 $\bar{1}2$
—	—	—	—	—	—	2	0.1700	—	—	—
5	0.1682	3	0.1677	1	0.1670	8	0.1675	8	0.1682	0004
1	0.1551	—	—	—	—	6	0.1541	2	0.1541	10 $\bar{1}3$
—	—	—	—	—	—	5	0.1274	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5	0.1274	—	—	—
3	0.1234	3	0.1230	1	0.1236	9	0.1230	6	0.1232	11 $\bar{2}0$
3	0.1158	2	0.1157	1	0.1161	9	0.1154	6	0.1155	11 $\bar{2}2$
2	0.1128	—	—	—	—	6	0.1117	2	0.1120	0006
—	—	—	—	—	—	4	0.1093	—	—	—
—	—	—	—	—	—	3	0.1014	—	—	—
3	0.9980	—	—	1	0.9960	8	0.9910	—	—	—
—	—	—	—	—	—	6	0.9880	—	—	—

Примечание. Излучение CoK_{α} , Fe-фильтр; * интенсивность по стобалльной диффрактометрической шкале; ш — рефлекс размытый.

от зёрен со сравнительно сохранившейся структурой графита до зёрен сильно разупорядоченного графита (табл. 2). В сильно импактированных, однако не утративших своей индивидуальности обломках гнейсов, скопления графита частично (тонкозернистые агрегаты разупорядоченного графита + кубический алмаз + лонсдейлит + чаоит) или полностью (ПИА, состоящие из смеси кубического алмаза + лонсдейлит + чаоит) замещены импактным алмазом. Рентгенограммы некоторых таких сложных графит-алмазных ассоциаций приводятся в табл. 3 (образец 486, см. рис. 8).

Параморфозы импактного алмаза по графиту из кратера Рис также характеризуются как смеси кубического алмаза + лонсдейлит (табл. 4). Аналогичный состав имеют и параморфозы ИА по графиту в метеоритных кратерах Украинского щита (Западный, Оболонский, Ильинецкий и Терновский кратеры, данные [Вальтер и др., 1992; Gurov, et al., 1995, 1996; Val'ter and Er'omenko, 1996]) и Пучеж-Катунской астроблемы [Маракушев и др., 1993].

Как следует из рентгеноструктурных данных, параморфозы ИА по родительскому графиту в метеоритных кратерах являются поликристаллическими тонкозернистыми агрегатами, с размерами кристаллитов от нескольких нанометров до ~1 мкм.

Таблица 3. Дебаграммы каоитсодержащих частичных или полных параморфоз импактного алмаза по ударно-метаморфизованному исходному графиту в Попигайском кратере (по С. А. Вишневскому, Н. А. Пальчик [1975])

Углеродистое вещество из обломка архейских гнейсов, образец № 486 (рис. 8)		Зерно № 206ш импактного алмаза из россыпи		Углерод (разупорядочен- ный графит), по [XRDPF, 1969]		Кубический алмаз + лон- сдейлит, по [Frondel and Marvin, 1967]		Чаоит, по [El-Goresy and Donnay, 1968]			
Зерна графита		Зерна алмаза									
I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I*	d/n, нм	I	d/n, нм	I**	d/n, нм
5	0.447	6	0.449	2	0.448	—	—	—	—	10	0.447
—	—	6	0.426	—	—	—	—	—	—	10	0.426
2	0.413	8	0.407	5	0.410	—	—	—	—	8	0.412
—	—	1	0.377	2	0.370	—	—	—	—	4	0.371
10	0.337	—	—	—	—	100	0.337	—	—	—	—
—	—	2	0.320	—	—	—	—	—	—	4	0.322
—	—	3	0.303	—	—	—	—	—	—	6	0.303
—	—	1	0.293	—	—	—	—	—	—	1	0.294
—	—	1	0.285	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3	0.257	1	0.256	—	—	—	—	6	0.255
4 ш	0.255	3	0.249	—	—	—	—	—	—	4	0.246
—	—	1	0.227	4	0.228	—	—	—	—	6	0.228
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0.224
1	0.218	3	0.217	4	0.217	—	—	4	0.218	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.213	—	—	—	—
3	0.2075	10	0.2070	10	0.2073	—	—	10	0.2061	4	0.210
—	—	—	—	—	—	3	0.2036	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1980
—	—	1	0.1940	2	0.1940	—	—	2	0.1933	—	—
—	—	—	—	—	—	1	0.1800	—	—	—	—
—	—	1	0.1699	—	—	—	—	—	—	—	—
2	0.1687	—	—	—	—	8	0.1682	—	—	—	—
—	—	—	—	1	0.1667	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.1541	—	—	—	—
4 ш	0.1514	3	0.1503	1	0.1506	—	—	1	0.1500	1	0.1496
—	—	—	—	1	0.1390	—	—	—	—	1	0.1370
1	0.1291	—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1289
1	0.1263	6	0.1257	8	0.1263	—	—	6	0.1257	1	0.1260
1	0.1238	—	—	—	—	6	0.1232	—	—	—	—
—	—	—	—	2	0.1197	—	—	—	—	4	0.1197
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	0.1184
—	—	—	—	—	—	—	—	1	0.1170	—	—
—	—	—	—	—	—	6	0.1155	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	0.1120	—	—	—	—
1	0.1077	4	0.1076	7	0.1080	—	—	3	0.1075	1	0.1080

Примечание: ш — широкие линии на рентгенограммах; * интенсивность по стобалльной дифрактометрической шкале; ** пятибалльная шкала интенсивности, по [El-Goresy and Donnay, 1968], пересчитана на десятибалльную: очень очень сильная = 10; очень сильная = 8; сильная = 6; средняя = 4 и слабая = 1.

В целом эти параморфозы представляют собой смесь кубической и гексагональной фаз алмаза [Вальтер и др., 1992; Вишневский, 1978; Вишневский, Пальчик, 1975; Каминский и др., 1985; Масайтис и др., 1972; Полканов и др., 1973; Румянцев и др., 1980; и др.]. Кубическая фаза обычно доминирует, вплоть до 100 %, в то время как лонсдейлитовая фаза образует примесь (0—25 %), редко достигая 50—80 % [Вальтер и др., 1992; Val'ter and Er'omenko, 1996]. В ПИА из различных кратеров установлены следующие содержания лонсдейлита: Западный кратер — от 5—10 до 40—50 % [Gurov, et al., 1995, 1996]; в Пучеж-Катунской астроблеме — от 10 до 70 % [Маракушев и др., 1993]; в Попигайской астроблеме — от 0 до 30 % [Val'ter and Er'omenko, 1996]. А. А. Вальтер с коллегами [1992] также установили, что в ПИА из малых кратеров содержание лонсдейлита выше (в среднем ~35—40 %), чем в ПИА из крупных астроблем (в среднем < 30 %), т. е. продолжительность ударно-нагруженного состояния важна для сохранения гексагональной фазы. Это связано с нестабильностью лонсдейлитовой структуры, которая легко отжигается в кубический алмаз [Курдюмов и др., 1984; Полиморфные модификации..., 1994].

В некоторых зёрнах ПИА из Попигайского кратера, возникших по графиту в сильно импактированных обломках гнейсов и имеющих сложный состав (кубический алмаз + лонсдейлит + графит) содержится примесь чаоита, т. е. природного карбина (см. табл. 3). Линии с межплоскостными расстояниями 0.412 и 0.370 нм, обнаруженные на рентгенограмме зерна 59ш (см. табл. 1), также, скорее всего, связаны с чаоитом. В некоторых случаях попигайские ИА с примесью чаоита обнаружены в ударно-расплавных породах и в россыпях (см. табл. 3 и данные [Вишневский, Пальчик, 1975]). Другие находки чаоита (табл. 5) известны либо в ассоциации с импактированным графитом в Попигайском кратере [Вишневский, Пальчик, 1975] и в некоторых украинских астроблемах [Вальтер и др., 1985], либо как чистая фаза — в расплавных импактных породах кратера Рис [El-Goresy and Donnay, 1968]. Находки чаоита известны и в якутитах [Аргунов, неопубликованные данные].

Согласно рентгеноструктурным данным В. А. Езерского [1986, 1987], параморфозы ИА по углям, или тогориты, могут быть двух типов. Один из них представлен зёрнами, лауэграммы которых содержат только одно узкое кольцо рефлексов, соответствующих межплоскостному расстоянию 0.206 нм от поверхности (111) кубического алмаза; эти ПИА могут быть интерпретированы как агрегаты сверхтонких произвольно ориентированных кристаллитов. Другие тогориты характеризуются полным набором межплоскостных рефлексов кубического алмаза на лауэграммах, к которым иногда в виде слабой линии добавляется главный рефлекс лонсдейлита 0.218 нм, соответствующий отражениям от поверхности (10 $\bar{1}$ 0) этой фазы. Рентгеноструктурные данные по тогоритам приводятся в табл. 6. Таким образом, изредка лонсдейлит может наблюдаться и в алмазах этого типа.

Таблица 4. Дебаграмма параморфозы импактного алмаза по графиту из кратера Рис (по Р. Росту и др. [1978])

Уплощённое зерно из кратера Рис		Кубический алмаз + лонсдейлит [Frondel and Marvin, 1967]	
I	d/n, нм	I	d/n, нм
2	0.2170	4	0.2180
10	0.2067	10	0.2061
—	—	2	0.1933
1	0.1852	—	—
1	0.1765	—	—
—	—	1	0.1500
8	0.1262	6	0.1257
—	—	1	0.1170
6	0.1076	3	0.1076

Примечание. Излучение CuK α , Ni-фильтр.

Таблица 5. Рентгенометрическая характеристика чаонта и его ассоциаций с различно разупорядоченным графитом в импактитах различных кратеров

Чаонт из кратера Рис ¹			Чаонт + графит из Попигайской астроблемы ²		Чаонт + графит из украинских астроблем ³		Синтетический чаонт ⁴		Гексагональный графит ⁵	
1*	d/n, нм	hkil	1	d/n, нм	1	d/n, нм	1	d/n, нм	1	d/n, нм
10	0.447	11 $\bar{2}0$	—	—	1	0.460	5	0.447	—	—
10	0.426	11 $\bar{2}1$	5	0.427	3	0.425	4	0.426	—	—
8	0.412	10 $\bar{1}3$	5	0.412	3	0.380	10	0.412	—	—
4	0.371	10 $\bar{2}1$	2	0.370	—	—	3	0.371	—	—
—	—	—	10	0.336	10	0.338	—	—	10	0.336
4	0.322	10 $\bar{1}4$	—	—	2	0.323	10	0.322	—	—
6	0.303	20 $\bar{2}0$	—	—	3	0.300	1	0.303	—	—
1	0.294	21 $\bar{3}0$	—	—	—	—	1	0.2905	—	—
6	0.255	30 $\bar{3}0$	2	0.254	3	0.2555	2	0.253	—	—
4	0.246	21 $\bar{3}3$	2	0.247	2	0.2462	1	0.246	—	—
—	—	—	1	0.236	—	—	—	—	—	—
6	0.228	20 $\bar{2}5$	2	0.228	—	—	2	0.228	—	—
4	0.224	22 $\bar{4}0$	1	0.224	1	0.2159	0.5	0.223	—	—
—	—	—	2	0.2134	—	—	—	—	1	0.213
4	0.210	30 $\bar{3}4$	1	0.2094	—	—	1	0.210	—	—
—	—	—	2	0.2042	1	0.2018	—	—	5	0.2031
1	0.1983	20 $\bar{2}6$	1	0.1976	—	—	—	—	—	—
—	—	—	3	0.1821	1	0.1815	1	0.1820	1	0.1805
—	—	—	1	0.1701	—	—	—	—	2**	0.1700
—	—	—	5	0.1657	3	0.1664	—	—	3	0.1678
—	—	—	4	0.1546	4	0.1541	—	—	2	0.1545
1	0.1496	22 $\bar{4}7$	1	0.1480	1	0.1513	1	0.1496	—	—
1	0.1370	41 $\bar{5}6$	5	0.1378	4	0.1377	1	0.1370	4**	0.1358
—	—	—	1	0.1334	—	—	—	—	0.5	0.1321
1	0.1289	60 $\bar{6}0$	1	0.1291	—	—	—	—	—	—
1	0.1260	33 $\bar{6}6$	1	0.1256	—	—	0.5	0.1260	—	—
—	—	—	8	0.1233	—	—	—	—	4	0.1230
4	0.1197	33 $\bar{6}7$	1	0.1201	1	0.1198	0.5	0.1197	—	—
4	0.1184	42 $\bar{6}7$	1	0.1185	1	0.1184	0.5	0.1184	—	—
—	—	—	8	0.1157	?	?	?	?	9**	0.1154
—	—	—	2	0.1121	?	?	?	?	6**	0.1117
1	0.1080	—	1	0.1082	?	?	?	?	?	?
—	—	—	1	0.1016	?	?	?	?	3**	0.1014
—	—	—	5	0.0994	?	?	?	?	8**	0.0991

Примечание. Данные по ¹А. El-Goresy and G. Donnay [1968]; ²С. А. Вишневному и Н. А. Пальчик [1975]; ³А. А. Вальтеру и др. [1985]; ⁴В. В. Соболеву и др. [1985]; ⁵А. В. Курдюмову [1972]; ? — данные не сообщаются.

* Пятибалльная шкала интенсивности, по [El-Goresy and Donnay, 1968], пересчитана на десятибалльную: очень очень сильная = 10; очень сильная = 8; сильная = 6; средняя = 4; слабая = 1; ** дополнительные линии графита, по В. И. Михееву [1957].

Таблица 6. Рентгеновская характеристика тогоритов (по В. А. Езерскому [1986])

Анализ 1		Анализ 2		Анализ 3		Кубический алмаз (по В. И. Михееву [1957])	
d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	hkl
0.206	100	0.205	100	0.206	10	0.206	111
—	12	0.1259	44	0.1259	8	0.126	220
—	5	0.1075	7	0.1072	7	0.1072	311

Примечание. Дифрактометр ДРОН-5, нефльтрованное излучение $\text{CuK}\alpha$. Каждый анализ выполнен для 20—40 зёрен, распределенных на площади $\sim 7 \text{ мм}^2$.

Аналогично земным параморфозам ИА по углеродистому веществу низкое содержание или полное отсутствие лонсдейлита установлено в некоторых ПИА из уреилитов, образованных по аморфным или слабо окристаллизованным формам углеродистого вещества — до 10 % в алмазах Goalpara, и 0 % в алмазах Dualpur [Lipschutz, 1964]. Напротив, содержание лонсдейлита в параморфозах ИА из железных метеоритов, которые возникли по окристаллизованному углероду — графиту — довольно высокое, до 30 % (оценки для метеорита Canyon Diablo по данным [Hannemann, et al., 1967]). По данным этих же авторов, размер кристаллитов в зёрнах алмаза из метеорита Canyon Diablo оценивается величинами порядка 9—10 нм для кубической фазы, и порядка 5 нм для гексагональной фазы.

В районе Тунгусского взрыва ИА найдены в “катастрофном” слое мхов в 1908 г. [Квасница и др., 1979]. Четыре индивидуальных зерна алмазов, которые здесь обнаружены, являются поликристаллическими тонкозернистыми (размеры кристаллитов от 0.1 до 1 мкм) агрегатами, состоящими из кубической фазы алмаза с примесью лонсдейлита, графита и троилита. По своим особенностям эти алмазы также являются параморфозами по углеродистому веществу, которое было, по-видимому, окристаллизовано. Рентгеноструктурные данные по тунгусским ПИА приведены в табл. 7.

Все параморфозы ИА, образованные по исходному графиту, проявляют различную степень текстурированности, вплоть до состояния “монокристалла” [Вальтер и др., 1992; Вишневский, 1978; Каминский и др., 1985; Масайтис и др., 1972; Рост и др., 1978; и др.]. Примеры различно выраженной текстурированности попигайских ПИА показаны на рис. 19. Пространственные структурные взаимоотношения между кубическим алмазом и лонсдейлитом изучались М. И. Сохор и С. И. Футергендлер [1974], а взаимоотношения между алмазными фазами и исходным графитом — Л. И. Горогоцкой и др. [1989] и А. А. Вальтером и др. [1992]. Авторы последних двух работ установили, что новые высокобарические фазы углерода закономерно и упорядоченно ориентированы по отношению к структуре исходного графита, например:

$(10\bar{1}0)$ лонсдейлита \parallel к (111) кубического алмаза и к (0001) исходного графита;

$[11\bar{2}0]$ лонсдейлита \parallel к $[110]$ кубического алмаза и к $[1\bar{2}10]$ исходного графита;

$[10\bar{1}0]$ лонсдейлита \parallel к $[111]$ кубического алмаза и к $[0001]$ исходного графита.

Т а б л и ц а 7. Рентгенограммы тунгусских импактных алмазов (по В. Н. Квасице и др. [1979])

Зерно 1		Зерно 2		Зерно 3		Зерно 4		Графит*		Алмаз*		Лонсдейлит*		Троилит*	
I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм	I	d/n, нм
4	0.414	2	0.415	2	0.420	3	0.412	—	—	—	—	—	—	—	—
2	0.369	4	0.372	2	0.374	3	0.374	—	—	—	—	—	—	3	0.382
7	0.332	9	0.330	4	0.336	7	0.335	100	0.336	—	—	—	—	—	—
1	0.296	1	0.295	1	0.302	1	0.300	—	—	—	—	—	—	6	0.2968
3	0.269	5	0.265	2	0.268	2	0.265	—	—	—	—	—	—	7	0.2644
1	0.239	1	0.242	1	0.243	1	0.252	—	—	—	—	—	—	1	0.2531
6	0.230	6	0.230	3	0.230	3	0.231	—	—	—	—	—	—	—	—
8	0.217	6	0.218	4	0.219	3	0.219	10	0.213	—	—	100	0.219	—	—
10	0.2067	10	0.2072	10	0.2087	10	0.2080	50	0.203	100	0.206	100	0.206	10	0.2085
2	0.1930	2	0.1940	2	0.1953	1	0.1926	—	—	—	—	50	0.1920	4	0.1921
2	0.1798	1	0.1834	2	0.1814	2	0.1824	5	0.1800	—	—	—	—	—	—
2	0.1732	2	0.1724	1	0.1738	2	0.1730	—	—	—	—	—	—	2	0.1755
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	0.1720
4	0.1646	6	0.1652	3	0.1654	3	0.1647	80	0.1678	—	—	—	—	5	0.1637
1	0.1511	1	0.1518	3	0.1500	2	0.1520	10	0.1544	—	—	25	0.1500	—	—
1	0.1474	1	0.1460	—	—	3	0.1470	—	—	—	—	—	—	5	0.1472
2	0.1400	3	0.1394	3	0.1414	3	0.1394	—	—	—	—	—	—	3	0.1448
1	0.1335	1	0.1347	—	—	2	0.1359	—	—	—	—	—	—	8	0.1328
8	0.1257	8	0.1256	6	0.1256	5	0.1257	30	0.1232	25	0.1261	75	0.1260	6	0.1319
2	0.1189	3	0.1186	1	0.1189	2	0.1193	—	—	—	—	—	—	4	0.1182
—	—	1	0.1163	1	0.1164	1	0.1162	50	0.1158	—	—	50	0.1170	—	—
—	—	1	0.1135	—	—	1	0.1146	20	0.1120	—	—	—	—	—	—
5	0.1070	5	0.1075	3	0.1076	5	0.1075	16	0.1075	16	0.1075	25	0.1075	—	—
—	—	3	0.1000	1	0.990	2	0.998	40	0.994	—	—	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. Дебаграммы, нефльтрованное излучение $\text{CuK}\alpha$. * Эталоны сравнения, по [XRDPF, 1973].

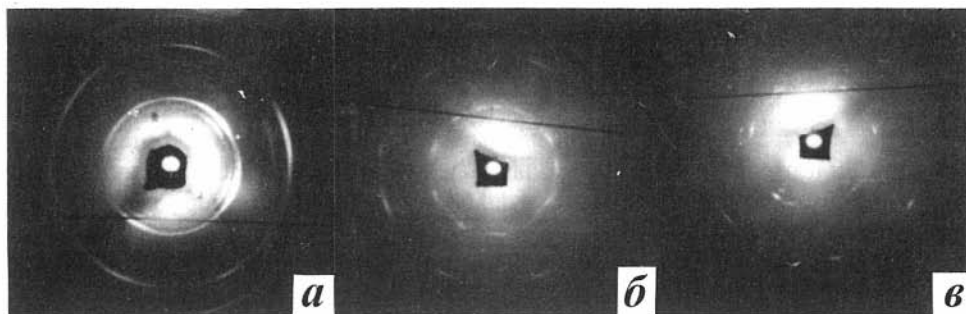


Рис. 19. Различная степень текстурированности попигайских параморфоз импактного алмаза (лауэграммы, MoK_α): *а*) умеренно выраженная (объёмно-ксеноморфное зерно); *б*) хорошо наблюдаемая (слоистое зерно, сложенное серией развёрнутых относительно друг друга параллельных пластин; первичный рентгеновский пучок был \perp к этим пластинам); *в*) превосходно выраженная, как для монокристалла (плоское хорошо ограниченное гексагональное зерно; первичный рентгеновский пучок был \perp к уплощению). По С. А. Вишневному [1978].

Влияние текстурированности проявляется даже на дебаеграммах, когда в зависимости от различной ориентировки первичного рентгеновского пучка по отношению к морфологии алмаза одно и то же зерно имеет различающиеся рентгенограммы (см., например, данные для зерна № 16ш в табл. 1).

В случае параморфоз ИА по аморфному или плохо окристаллизованному углеродистому веществу текстурированность выражена слабо или её вовсе нет. Примеры такого рода известны для тогоритов [Езерский, 1982] и для алмазов из некоторых уреилитов (метеорит Dualpur, по [Lipschutz, 1964]). Напротив, в ПИА из других уреилитов (метеорит Goalpara, по [Lipschutz, 1964]) и из железных метеоритов, где родительское углеродистое вещество окристаллизовалось до состояния графита, отмечается выраженная текстурированность. Различие в степени текстурированности для алмазов из уреилитов сопровождается и различным размером кристаллитов в этих алмазах: порядка 10 нм для алмазов Goalpara, и > 30 нм для Dualpur (по данным [Lipschutz, 1964]).

Микроалмазы из кратера Рис [Hough, et al., 1995a,b] представлены скелетными агрегатами, которые состоят из сростаний кубического алмаза (кристаллиты величиной от нескольких десятков нанометров до 2 мкм) и различных по размерам кристаллитов SiC, представленных, вероятно, 4H αSiC -типом (по данным просвечивающей электронной микроскопии). Лонсдейлит в этих зёрнах не обнаружен. “Коллоидные” алмазы из пограничного мел-палеогенового горизонта Северной Америки [Carlisle and Braman, 1991] по результатам рентгеновских и электронно-микроскопических исследований также характеризуются исключительно кубическим фазовым составом; по данным просвечивающей электронной микроскопии эти алмазы имеют величину порядка 3—5 нм и преимущественно октаэдрическую форму. Для сравнения можно отметить, что “коллоидные” алмазы из метеоритов также состоят из кубической фазы [Lewis, et al., 1987b]; электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что форма этих алмазов неправильная, без следов эпитакиси, но для алмазов из метеорита Orgueil, согласно [Buseck and Barry, 1988], были обнаружены двойниковые сростки по (111).

ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

Некоторые особенности типологии земных ПИА по исходному углеродистому веществу рассматриваются ниже и приводятся в табл. 8. Как можно видеть, между ПИА, образованными по графиту и углям, наблюдаются существенные отличия в плотности, спектрах фотолюминесценции, примеси парамагнитного азота, в начале возгорания и изотопном составе углерода. Как показано выше, такие отличия сопровождаются также разными для обеих групп ПИА особенностями морфологии, структуры и фазового состава параморфоз. Различия между обеими группами алмазов по изотопному составу углерода и примеси азота показаны на рис. 20.

В целом изотопный состав углерода земных параморфоз ИА “лёгкий”, с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, варьирующим от -9 до $-24,57$ ‰ [Вишневский и др., 1974; Галимов, 1984; Ивановская, 1982; Каминский и др., 1977; Коптиль и др., 1994; и др.]. Изотопные составы алмазов Попигайского кратера и якутитов показывают, что они имели общий с исходным графитом источник углерода (см. рис. 20а). То же самое справедливо и для других параморфоз земного ИА по графиту [Вальтер и др., 1992; Грицик и др., 1989; Каминский и др., 1977; Масайтис и др., 1990; и др.]; тогориты также наследуют изотопный состав углерода исходного углеродистого вещества. Таким образом, в процессе образования земных параморфоз ИА существенного изотопного фракционирования углерода не происходило.

Т а б л и ц а 8. Типология земных импактных алмазов

Особенности	Параморфозы импактных алмазов по графиту, Попигайский кратер		Параморфозы импактных алмазов по углям (тогориты), Карский кратер
	в породах кратера	в дальних закратерных выбросах (якутиты)	
Плотность, г/см ³	до 3.51	3.44—3.55	2.5—3.1, изредка до 3.3
Фотолюминесценция:			
— интенсивность	слабая или нет	слабая или нет	слабая или нет
— цвет	желто-оранжевый	кирпично-красный, зеленовато-желтый	кирпично-красно-оранжевый
— полосы поглощения, нм	600, 693, 718, 777	600, 693, 718, 777	640, 660, 680*
Примесь парамагнитного азота (С-центров/см ³)	$<10^{15}$	$<10^{15}$	$n \cdot 10^{15}—10^{20}$
Начало возгорания, Т °С	580—760	?	520—650
Зольность, вес. %	?	2.15	от 0 до 2—3
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	от -12.30 до -18.67	от -9.9 до -20.1	от -22.57 до -24.57

П р и м е ч а н и е . Таблица составлена по данным В. И. Коптиля [1994]; см. также [Vishnevsky, et al., 1995]. * Данные В. Л. Масайтиса и др. [1990].

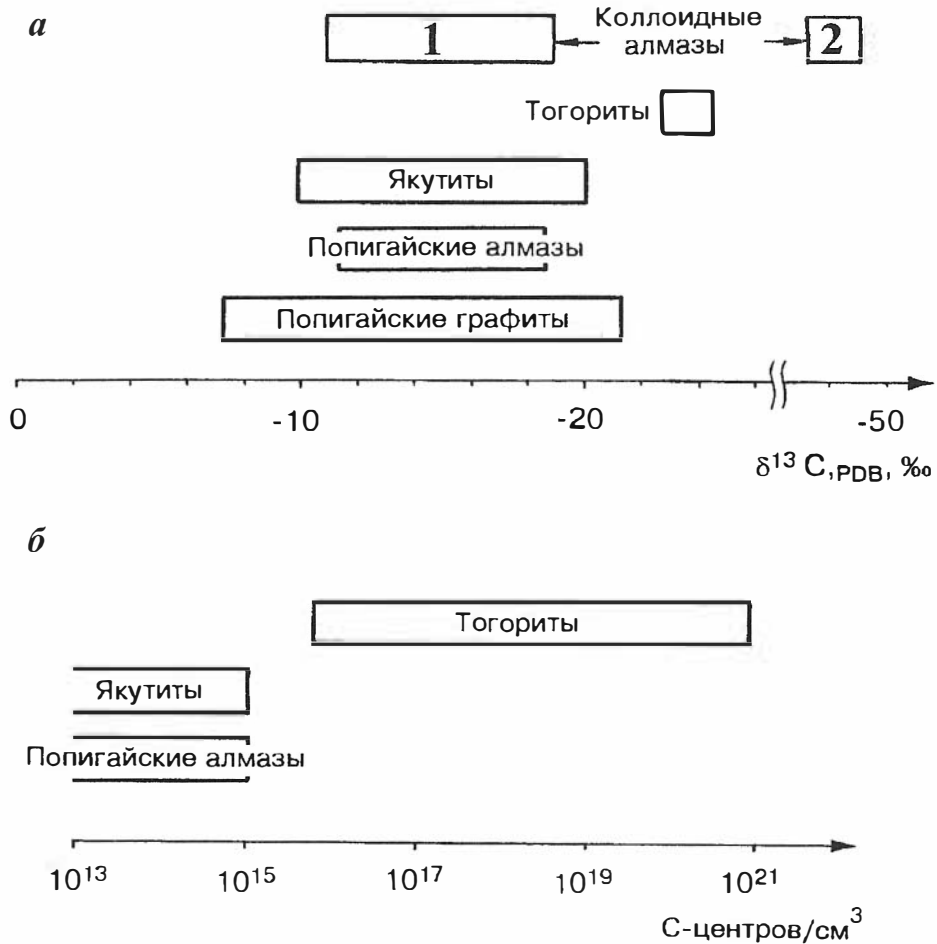


Рис. 20. Сравнение параморфоз импактного алмаза по графиту (Попигайский кратер) и по углям (Карский кратер): *а* — по изотопному составу углерода; *б* — по примеси парамагнитного азота.

На рис. 20*а* приведены также “земной” (1), по [Gilmour, et al., 1992] и “межзвёздный” (2), по [Carlisle, 1992], изотопные составы углерода “коллоидных” алмазов из пограничного мел-палеогенового слоя Северной Америки.

Данные по параморфозам ИА в метеоритах более скудны. В сравнении с земными ПИА, изотопный состав углерода в алмазах метеорита Canyon Diablo более “тяжёлый” ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.8 \text{ ‰}$, единичное определение [Вдовыкин, 1971]) и близок к таковому для исходного графита в этом метеорите ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьирует от -5.0 до -8.2 ‰ [Вдовыкин, 1971]). Такой же изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -5.7 \text{ ‰}$, [Вдовыкин, 1967]) был определён для параморфоз ИА в уреилитах и близок к составу как индивидуальных зёрен родительского углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -6.3 \text{ ‰}$ [Вдовыкин, 1967]), так и

к валовому составу ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -1 до -10 ‰, по данным [Grady, et al., 1985]) этого углерода в названных метеоритах. Как и для земных параморфоз, в метеоритах также не было изотопного фракционирования углерода во время ударного образования ИА. Никаких сепарационных эффектов не наблюдается и при ударном синтезе алмаза по углероду [Ивановская и др., 1981]. Содержания благородных газов в неимпактированном аморфном углеродистом веществе уреилитов в несколько десятков раз выше, чем в сосуществующем графите из тех же самых метеоритов [Wacker, 1986]. Этот факт довольно важен для понимания генезиса как параморфоз ИА (разные источники углерода) в таких уреилитах, так для расшифровки ранней истории самих этих метеоритов.

“Коллоидные” алмазы, обнаруженные в метеоритах, имеют аномально “лёгкий” изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ снижено до -30 ... -40 ‰ [Ash, et al., 1988; Lewis, et al., 1987a]), а также примеси N, H, He и других благородных газов. Примесь азота в этих алмазах характеризуется исключительно негативным изотопным составом, с $\delta^{15}\text{N} = -345 \pm 16$ ‰ (по данным [Gilmour, et al., 1992]) и даже с $\delta^{15}\text{N}$ от -574 до -1000 ‰ (по данным [Lewis, et al., 1989]); примесь водорода также обладает аномальным изотопным составом, с $\delta\text{D} = 180 \pm 11$ ‰ [Lewis, et al., 1989].

Изотопный состав углерода “коллоидных” и субмикронных алмазов из земных проявлений (пограничные слои мела-палеогена в Северной Америке, связанные с Чикскулубским импактным событием) характеризуется несогласованностью данных [Carlisle and Braman, 1991; Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c], что показано на рис. 20а: “межзвёздные” составы углерода с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -48$ ‰ [Carlisle and Braman, 1991; Carlisle, 1992] против “земных”, с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -11 до -19 ‰ [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c]. Однако, как сообщает Я. Гилмор с коллегами [Gilmour, et al., 1992], помимо “земных” составов углерода для этих алмазов характерна также и “земная” примесь азота ($\delta^{15}\text{N}$ варьирует от -17 до $+8$ ‰). Субмикронные и микроскопические алмазы в сростаниях SiC из импактитов кратера Рис имеют изотопный состав углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -16$ и -22 ‰ [Hough, et al., 1995a,b].

Инфракрасные спектры поглощения земных параморфоз ИА по графиту показывают обычный спектр “алмазной системы” и демонстрируют определённую чувствительность метода к содержанию лонсдейлита в области полос поглощения 1219 — 1230 , 1080 и 1030 cm^{-1} [Вальтер и др., 1992; Каминский и др., 1985].

Фотолюминесценция земных ПИА изучалась разными авторами [Бокий и др., 1986; Вальтер и др., 1992; Гневушев и др., 1973; Масайтис и др., 1990; и др.]. Согласно утверждению этих авторов, спектры параморфоз ИА по графиту (спектральный интервал 650 — 780 нм) отличаются от спектров ПИА по углям (спектральный интервал 640 — 680 нм). По данным А. А. Вальтера с коллегами [Вальтер и др., 1992], для земных параморфоз ИА по графиту наблюдается три типа спектров, что зависит главным образом от окраски алмазов: тип 1 — наиболее распространённый (жёлтые алмазы) — характеризуется системой полос в спектральном интервале 590 — 775 нм; тип 2 — широко распространённый (серые и иногда бледноокрашенные алмазы) — системой полос в спектральном интервале 600 — 750 нм; тип 3 — редкий (бесцветные и белые алмазы) — характеризуется иной, чем в предыдущем случае, системой полос в этом же спектральном интервале 600 — 750 нм. Как указывается А. А. Вальтером с коллегами [Вальтер и др., 1992], полученные данные могут быть чувствительным инструментом для диагностики лонсдейлита и качественной оценки его содержания. Г. Б. Бокий [Бокий и др., 1986] и А. А. Вальтер [Вальтер и др., 1992] также показали,

что спектры фотолюминесценции позволяют изучать различные дислокации в структуре ПИА. Фотолюминесценция параморфоз ИА из метеорита Новый Урей довольно близка по своему рисунку (спектральные полосы 640, 660 и 680 нм) к апоугольным параморфозам алмаза — тогоритам [Масайтис и др., 1990].

Ультрафиолетовая люминесценция в целом присуща земным параморфозам ИА и проявляет зависимость от их фазового состава (содержание лонсдейлита) и окраски зёрен. По А. А. Вальтеру и др. [1992], эта люминесценция, в случае её возбуждения длинноволновой частью ультрафиолетового спектра, представлена жёлто-оранжевыми цветами. При этом для достаточно низкого (от 0 до 10 %) количества лонсдейлита интенсивность свечения нарастает прямо пропорционально его содержанию. Однако при количестве лонсдейлита > 10 % люминесценция ослабевает и пропадает совсем при содержаниях этой фазы > 30 %.

Термолюминесценция земных параморфоз ИА не проявилась ни при однократной процедуре нагрева, ни при многократных попытках её возбуждения путём нагревания в сочетании с рентгеновским облучением (данные А. А. Вальтера и др. [1992]).

Катодолюминесценция земных параморфоз ИА близка по своим особенностям ультрафиолетовой люминесценции, но характеризуется более высокой интенсивностью [Вальтер и др., 1992].

Рентгеновская люминесценция земных параморфоз ИА (данные К. П. Аргунова, приведенные в работе А. А. Вальтера и др. [1992]) довольно слаба по своей интенсивности в сравнении с той, которая присуща для кимберлитовых алмазов (1—14 относительных единиц для ПИА против более чем 300 относительных единиц для кимберлитовых алмазов), либо не наблюдается вовсе. По этим особенностям ПИА близки к другим тонкозернистым поликристаллическим алмазам различного происхождения. Наибольшая интенсивность рентгеновской фотолюминесценции (до 14 относительных единиц) наблюдалась для жёлтых ПИА, в то время как в чёрных разновидностях этих алмазов она снижалась до одной относительной единицы.

Как считали М. А. Гневушев с коллегами [1973], отсутствие структурной примеси азота является типоморфной особенностью параморфоз ИА. Однако, по последним данным [Вальтер и др., 1992; Масайтис и др., 1990], в некоторых ПИА содержится примесь азота. Данные электронного парамагнитного резонанса [Вальтер и др., 1992; Коптиль, 1994; Масайтис и др., 1990] указывают на значительные структурные дефекты в земных ПИА (от $10^{16}/\text{см}^3$ до $10^{20}/\text{см}^3$); в этих алмазах также обнаружена примесь парамагнитного азота (от $< 10^{15}$ до 10^{20} С-центров/ см^3). В последнем отношении параморфозы ИА по графиту и углям существенно различны между собой (см. рис. 20б). По данным электронного парамагнитного резонанса [Вдовыкин, 1967], в параморфозах ИА по углеродистому веществу в метеорите Новый Урей наряду с общим высоким уровнем структурных дефектов устанавливается также примесь парамагнитного азота (С-центры).

Рамановская спектроскопия, как это было впервые показано для импактных алмазов Н. Б. Решетняк и В. А. Езерским [1990], весьма полезна для их отличия от кимберлитовых и синтетических алмазов; кроме того, между параморфозами ИА различного происхождения также выявляются отличия (рис. 21). По мнению этих авторов, метод чувствителен к примеси лонсдейлита, что проявляется в уширении γ для главной алмазной Рамановской линии. Однако согласно исследованиям Е. Н. Фёдоровой с коллегами [Fedorova, et al., 1996], приводится иная интерпретация такого уширения, а именно: асимметричное уширение для алмазных параморфоз, как по графитам, так и по углям, есть результат наложения нескольких линий, возникающих в результате

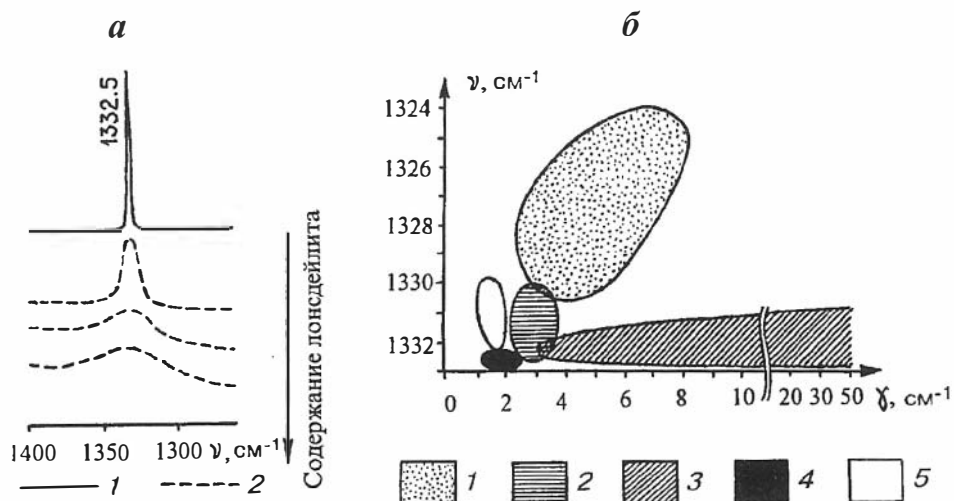


Рис. 21. Рамановские спектры природных (кимберлитовых и импактных) и синтетических алмазов: *a* — главная Рамановская линия кимберлитовых (1) и импактных (2) алмазов; для импактных параморфоз наблюдается уширение этой линии γ , которое прямо пропорционально содержанию лонсдейлита, установленному по рентгеноструктурным данным; *b* — ν - γ график для природных и синтетических алмазов (1 — импактные алмазы метеорита Новый Урей; 2 — тогориты, параморфозы импактного алмаза по углям, Карский кратер; 3 — параморфозы импактного алмаза по графиту, Попигайский кратер; 4 — кимберлитовые алмазы; 5 — синтетические алмазы). По Н. Б. Решетняк и В. А. Езерскому [1990].

расщепления главной алмазной линии на три других: 1323, 1329,5 и 1336 cm^{-1} у тогоритов и 1326, 1331 и 1336 cm^{-1} у попигайских апографитовых параморфоз. При этом расщепление с линией 1336 cm^{-1} , вероятно, связано со внутренними напряжениями в структуре ИА, в то время как низкочастотное расщепление может быть связано либо с примесью лонсдейлита, либо с влиянием сверхтонких размеров алмазных кристаллитов.

Кроме различных минералов углерода в параморфозах ИА известны другие минеральные включения: кварц и силикатные минералы (попигайские ПИА); камасит (ПИА из метеорита Canyon Diablo); кварц, пирит, элементарные Cu и Ni (тогориты); троилит (алмазы из района Тунгусского взрыва); камасит, троилит и хромит (ПИА из уреилитов). Кроме того, элементарными примесями в земных импактных алмазах являются Si (до 1 вес.%), Ca (до 0.8 вес.%), и Fe (до 0.6 вес.%). Микропримеси Mg, Al, Zr и других компонентов также отмечены в параморфозах ИА (данные А. А. Вальтера и др. [1992]).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

В соответствии с известными данными все импактные алмазы можно разделить на две принципиально разные группы: 1) параморфозы ИА по родительскому углеродистому веществу, возникшие в результате воздействия ударной волны, или ПИА; 2) недавно обнаруженные “коллоидные” и субмикронные импактные алмазы, или КСИА, имеющие иное происхождение.

Параморфозы импактных алмазов по углеродистому веществу

Исторически первые ПИА (их импактное происхождение было установлено позже) были найдены в углистом хондрите Новый Урей [Ерофеев, Лачинов, 1888] и железном метеорите Canyon Diablo [Foote, 1891]. Происхождение этих алмазов долго дискутировалось, пока не были произведены детальные исследования метеорита Canyon Diablo и его алмазов [Lipschutz and Anders, 1961; Anders, 1965; Anders and Lipschutz, 1966; Brett and Higgins, 1969; и др.]. Примерно в это же время успешно осуществлён ударный синтез алмазов [Bundy and Kasper, 1967; Hannemann, et al., 1967; и др.]. Все эти достижения уверенно доказали импактное происхождение описываемых алмазов как ударных параморфоз по исходному углеродистому веществу. Поэтому в настоящее время считается, что текстурированность агрегатов и примесь лонсдейлита являются доказательством импактного происхождения таких алмазов [Lipschutz, 1964; Hannemann, et al., 1967]. Прогресс в изучении импактных алмазов стимулировал их новые находки, сделанные в других метеоритах [Вдовыкин, 1967, 1969а,б; и др.]. Ударное происхождение ИА в метеоритах подтверждается также многочисленными следами ударного метаморфизма, наблюдаемыми в веществе этих метеоритов. По Р. Т. Додду [1986], такие следы ударного метаморфизма довольно разнообразны и включают брекчирование, образование диаплектического плагиоклазового стекла — маскелинита (ударные давления порядка 23—40 ГПа [Reimold and Stoffler, 1978]), различные ударные эффекты в оливине (трещиноватость, давления до 45 ГПа; волнистое и мозаичное погасание и грануляция, давления до 45 ГПа; перекристаллизация, давления порядка 60 ГПа и выше [Reimold and Stoffler, 1978]) и пироксене (превращение ортопироксена в механически сдвойникованный клинопироксен в хондритах), Неймановы линии в камасите из различных железных метеоритов, признаки импактного плавления. К этому можно добавить, наряду с самими ИА, находки высокобарических минералов возможного ударного происхождения, таких как рингвудит (или “оливин” со структурой шпинели), мейджорит (эквивалент пироксена $[Mg, Fe]SiO_3$ со структурой граната) и другие [Додд, 1986].

Алмазы метеорита Canyon Diablo, как показано в работах [Nininger, 1956; Lipschutz and Anders, 1961], образовались по графиту во время столкновения этого метеорита с Землёй, в то время как ПИА из другого железного метеорита, ALHA-77283, возникли при столкновении в Космосе [Clarke, et al., 1981]. Источником вещества для ПИА в уреилитах послужило, по-видимому, аморфное или слабо окристаллизованное углеродистое вещество, если принять во внимание сходный изотопный состав углерода как этого вещества, так и алмазов. Как предполагает А. А. Вальтер [Вальтер и др., 1992], можно представить по крайней мере два сценария ударного происхождения ПИА в уреилитах. В первом случае примитивное неокристаллизованное углеродистое вещество, обогащённое “коллоидными” алмазами (как затравкой, стимулирующей ударный рост алмаза), было преобразовано в относительно “грубозернистые” нетекстурированные ПИА (алмазы типа Dualpur). Во втором случае метаморфизованное до удара, т. е. в той или иной степени окристаллизованное, и бедное “коллоидными алмазами” углеродистое вещество было преобразовано в относительно “тонкозернистые”, но текстурированные ПИА (алмазы типа Goalpara). По данным [Huss, 1990; Lewis, et al., 1987b], метаморфизованное до удара углеродистое вещество метеоритов в связи с термической нестойкостью мелких алмазов должно действительно иметь низкое содержание “коллоидных алмазных затравок” либо не иметь их совсем.

Большинство метеоритов было, вероятно, выброшено при ударах из приповерхностной части родительских тел. По данным Г. Мелоша [1994], при каждом конкретном импактном событии ударный метаморфизм и эскавация приповерхностного материала, в сравнении с преобразованиями более глубокозалегающих пород мишени, характеризуется следующими особенностями: 1) меньшая продолжительность и более низкая интенсивность ударного метаморфизма; 2) выброс импактированного материала с наибольшими скоростями. Таким образом, времена процесса, так же как и его завершённость при образовании ПИА в метеоритах, довольно близки к таковым, которые достигаются при ударном синтезе алмазов. Существующая в эксперименте проблема закалки ударно-метаморфизованного углерода с целью избежать отжига и сохранения возникших алмазных параморфоз может иметь такое же значение и для сохранности ПИА в некоторых из алмазоносных метеоритов.

Находки ПИА в метеоритах послужили логической основой для поисков и открытия ИА в земных импактных кратерах [Масайтис и др., 1972; и др.]. На основе многочисленных петрологических исследований и признаков ударного метаморфизма, выявленных в породах астроблем, импактное происхождение этих алмазов ныне представляется несомненным. Однако в сравнении с ПИА из метеоритов условия образования для ИА в земных метеоритных кратерах характеризуются некоторыми отличиями. Такие отличия даже при одинаковых барических и температурных параметрах процесса включают: 1) более продолжительный период ударно-нагруженного состояния (который составляет для крупных импактных событий от ~0.1 до 1 с и приближается уже к временам квазистатического процесса); 2) более завершённое ударное преобразование; 3) тепловую гомогенизацию неоднородно разогретых компонентов среды, которая может состояться до динамического разгрузки. В результате, ещё в ударно-сжатом состоянии, между частицами углеродистого вещества и вмещающей средой мог осуществляться теплообмен. Такое заключение представляется реальным, если наряду с временами процесса (вплоть до 1 с) принять во внимание и обычные размеры (от 1 до нескольких миллиметров), а также пластинчатую морфологию графитовых частиц в породах мишени. Следовательно, в крупномасштабных импактных процессах P–T условия существования зёрен ПИА, включая их отжиг, сохранность и другие преобразования как на стадии ударной нагрузки, так и после разгрузки, определялись параметрами состояния вмещающей среды, а не только параметрами собственного состояния, вытекающими из поведения углерода при ударном сжатии. Некоторые сведения по этим параметрам (зависимости “ударное давление — остаточная температура”) для наиболее важных пород мишени приводятся на рис. 22А. Следуя этим зависимостям, можно видеть, что в плотных породах мишени зёрна ИА были более “горячими”, чем вмещающая среда, и должны были испытывать некоторое охлаждение или закалку за счёт термодиффузии ещё до разгрузки; напротив, в пористых породах мишени зёрна алмазов могли дополнительно разогреваться за счёт вмещающей среды. Применительно к крупномасштабным земным импактным событиям, барические и температурные условия существования ПИА ограничены, с одной стороны, поведением плотных пород мишени (гнейсов и гранитов), а с другой — поведением пористых осадочных пород, таких как, например, песчаники.

В земных импактных кратерах, заложенных на графитсодержащей мишени, ПИА текстурированы. Часто они наследуют морфологию родительских кристаллов графита, включая их полные или частичные гексагональные формы, сростания и особенности скульптуры. Было показано [Вальтер и др., 1992; Вишневский, 1978; и др.],

что такие импактные алмазы являются параморфозами по графиту, т. е. ПИА. Наиболее распространённые в астроблемах другие морфологические типы ПИА (уплощённые оскольчатые и объёмно-ксеноморфные зёрна) — результат ударной фрагментации выделений исходного графита при объёмном сокращении углеродистого вещества за счёт фазового превращения (до $-1,6\times$). Такой вывод подтверждается наблюдениями ПИА данных морфологических типов, возникших по чешуйкам графита в импактированных гнейсах (см. рис. 8). Недавно Ф. Лангенхорст и В. Л. Масайтис [Langenhorst and Masaitis, 1996] предположили, что объёмно-ксеноморфные зёрна ИА из расплавных импактитов Попигайского кратера (тагамитов и зювитов) являются продуктами конденсации из ударного пара. Однако такая интерпретация встречает ряд возражений. Объёмно-ксеноморфные зёрна алмазов из Попигайского кратера характеризуются: а) текстурированностью и частой примесью лонсдейлита; б) находками в обломках импактированных гнейсов. К этому можно добавить, что в алмазосодержащих импактных стёклах как из тагамитов, так и из зювитов Попигайского кратера документируется неадекватно низкий уровень ударных давлений, при котором испарение графита не достигается (полное плавление гнейсов с образованием смешанного импактного стекла тагамитов и зювитов происходит при ударных давлениях от 60 до 90 ГПа); возможное начальное испарение вещества гнейсов, т. е. достижение ударных давлений > 90 ГПа для стёкол зювитов и тагамитов может только предполагаться, поскольку все эти стёкла, за немногим исключением, постоянно насыщены обломками непроплавленных гнейсов и их минералов; остаточные температуры импактированного вещества при таких давлениях — 60—90 ГПа или несколько выше — явно недостаточны для испарения углерода, (см. рис. 20а).

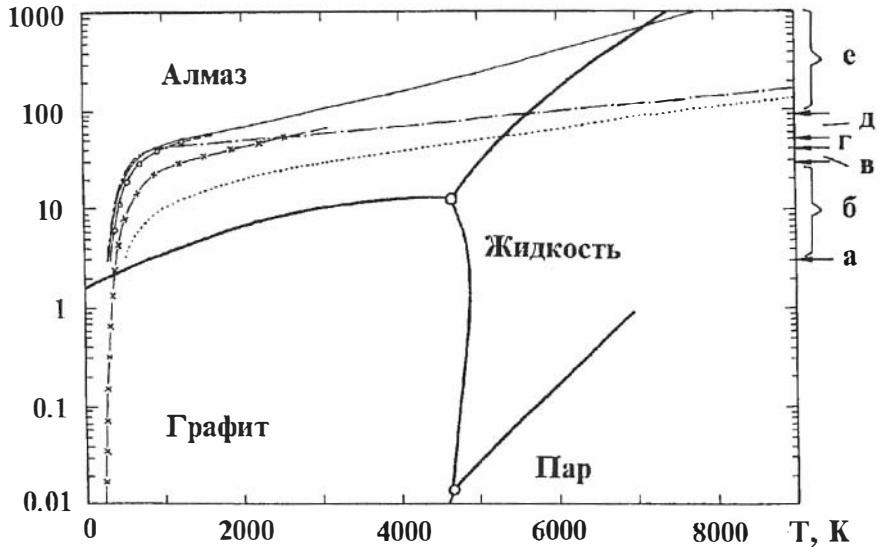
Импактные алмазы, обнаруженные в земных астроблемах с углеродсодержащими породами мишени (Карский кратер), также рассматриваются как алмазные параморфозы по исходным углям, т. е. ПИА [Езерский, 1986, 1987]. Такое заключение вытекает из наблюдаемой в Карском кратере серии промежуточных продуктов, начиная от углей и кончая тогоритами, а также подтверждается текстурированностью и присутствием лонсдейлита, иногда отмечаемым в этих алмазах.

Относительно ПИА по родительскому графиту предполагается [Хоменко и др., 1975], что такое превращение возможно как мартенситным (в случае кристаллического состояния импактированного графита), так и диффузионным (в случае разупорядоченного или расплавленного состояния импактированного графита) способом. Несомненно, что для ПИА с закономерно ориентированными по отношению к структуре исходного графита кристаллитами алмаза такое превращение было только мартенситным. Для слаботекстурированных или нетекстурированных ПИА, сложенных преимущественно кубической фазой, превращение могло быть как мартенситным, так и диффузионным. Что касается гексагональной фазы алмаза, то она должна возникать первой, но затем частично или полностью отжигаться в кубическую фазу ещё до разгрузки от ударных давлений [Вальтер и др., 1992]. Для тогоритов, т. е. ПИА, образованных по углям, превращение происходило только диффузионным способом, при высоких остаточных температурах.

В обобщённом виде условия образования (ударные давления — остаточные температуры) земных ПИА как по графитам, так и по углям, следующие из экспериментальных данных и петрологических заключений, приводятся на рис. 22Б. Согласно ударным адиабатам для графита [McQueen and Marsh, 1967], его частичное превращение в алмаз (смешанно-фазный режим) происходит при ударных давлениях от

А

Р, ГПа



Б

Р, ГПа

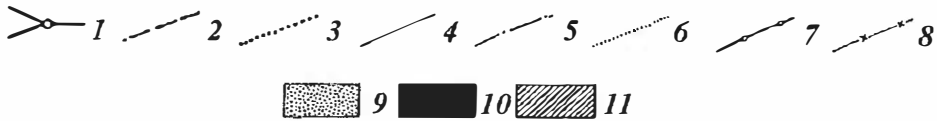
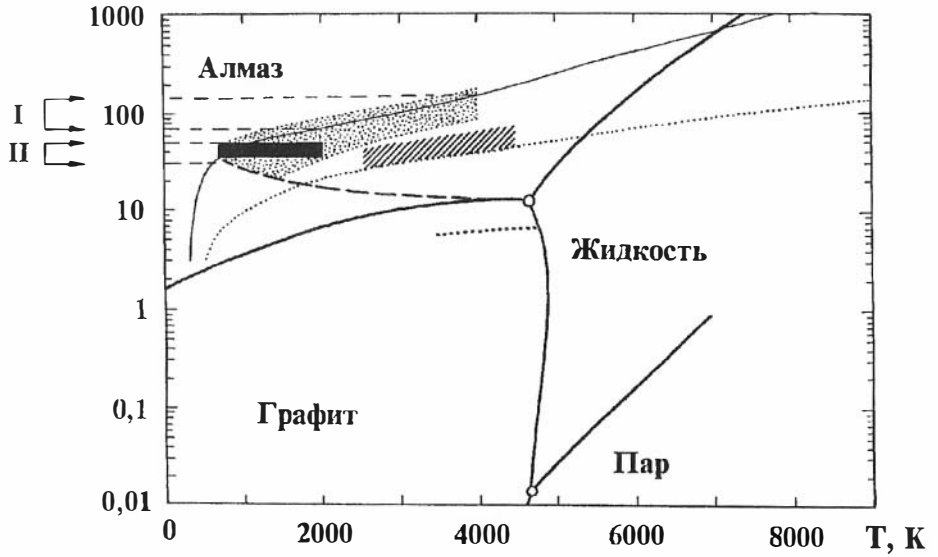


Рис. 22. Фазовая диаграмма углерода по Ф. П. Банди [Bundy, 1989] и образование импактных алмазов в земных условиях:

А — график “ударное давление — остаточная температура” для различных пород мишени. Справа стадии прогрессивного ударного метаморфизма гранитов, по [Grieve, 1987]: а — динамический предел упругости, б — планарные деформации в минералах и брекчирование, в — диаплектические стекла, г — начало плавления минералов, д — общее плавление, е — испарение.

Б — P–T поле образования импактных алмазов по графиту и углям. *Данные для параморфоз по графиту:* **I** — синтез по Дюпону, давления 70—140 ГПа, гексагональный + кубический алмаз [Hannemann, et al., 1967]; **II** — синтез по Де-Карли, 30—50 ГПа, только кубический алмаз [De Carli and Jamieson, 1961; Hannemann, et al., 1967]. См. также параметры, показанные в № 10 условных обозначений. *Данные для параморфоз по углям в песчаниках:* зона ударных давлений 27—60 ГПа [Езерский, 1982, 1986, 1987] + зона температур 3500—4500 К [Трефилов, Саввакин, 1979].

1 — тройные точки и границы различных фаз в системе углерода; *2* — порог быстрого превращения графита в алмаз [Трефилов, Саввакин, 1979]; *3* — линия равновесия “графит — алмаз” для сверхтонких частиц [Трефилов, Саввакин, 1979]; *4* — P–T кривая для импактированных гранитов [Grieve, 1987]; *5* — то же самое для импактированного кварца [Wackerle, 1962]; *6* — то же самое для песчаников [Ahrens and Gregson, 1964]; *7* — то же самое для карбонатов и доломитовых пород [Ударные кратеры., 1983]; *8* — то же самое для пирогрфита [Coleburn, 1964]; *9* — P–T поле образования параморфоз импактного алмаза по графиту; *10* — то же самое, задокументированное в Попигайской астроблеме по петрографическим данным [Вишнеvский, Пальчик, 1975; Масайтис и др., 1990]: ударные давления 35—50 ГПа (по степени ударного метаморфизма вмещающих гнейсов) и остаточные температуры 700—2000 К (образование вмещающего диаплектического кварцевого стекла); *11* — P–T поле образования параморфоз импактного алмаза по углям.

40 до 60 ГПа, а полное превращение в алмаз — при давлениях выше 60 ГПа. В лабораторных экспериментах, имеющих продолжительность $\sim 10^{-6}$ с, превращение графита только в кубический алмаз происходит при давлениях порядка 30—50 ГПа [De Carli and Jamieson, 1961; Hannemann, et al., 1967], в то время как превращение графита в смесь кубического алмаза с лонсдейлитом происходит при давлениях порядка 70—140 ГПа (зона ударного нагружения и закалки по Du Pont [Hannemann, et al., 1967]). В Попигайском кратере, где продолжительность ударно-сжатого состояния составляла около 1 с, частичные параморфозы кубического алмаза в смеси с лонсдейлитом по родительскому графиту происходили при ударных давлениях порядка 35—50 ГПа [Вишнеvский, Пальчик, 1975; Масайтис и др., 1990]. Примесь чаоита (т. е. природного карбина), наблюдаемая в некоторых зёрнах ПИА из Попигайского кратера и украинских астроблем, по данным А. А. Вальтера и др. [1985], является доказательством высоких, > 2600 К, остаточных температур импактного расплава.

При обычных условиях ударных экспериментов (импульсные давления ~ 20 —100 ГПа, остаточные температуры до 2500 К и времена процесса $\sim 10^{-6}$ с) ПИА по углям и другим формам аморфного углерода не возникают, и для того, чтобы стимулировать такое превращение, необходим дополнительный нагрев вещества, чтобы остаточные температуры достигали 3500 К [Трефилов, Саввакин, 1979]. В Карском кратере, где продолжительность импульсной нагрузки была порядка 0.5—0.8 с, высокобарические полиморфы углерода — тогориты образовывались по углям, по видимому, при давлениях порядка 27—60 ГПа и остаточных температурах < 3000 К [Езерский, 1982, 1986, 1987]. Петрологические оценки давлений и экспериментальные данные по остаточным температурам, необходимым для образования ПИА по углям и другим аморфным формам углерода, объединены в общем поле на рис. 22Б.

Возможная зона ударного образования ПИА в Попигайской астроблеме, ограниченная ударными давлениями от 35 до 140 ГПа, показана на рис. 23.

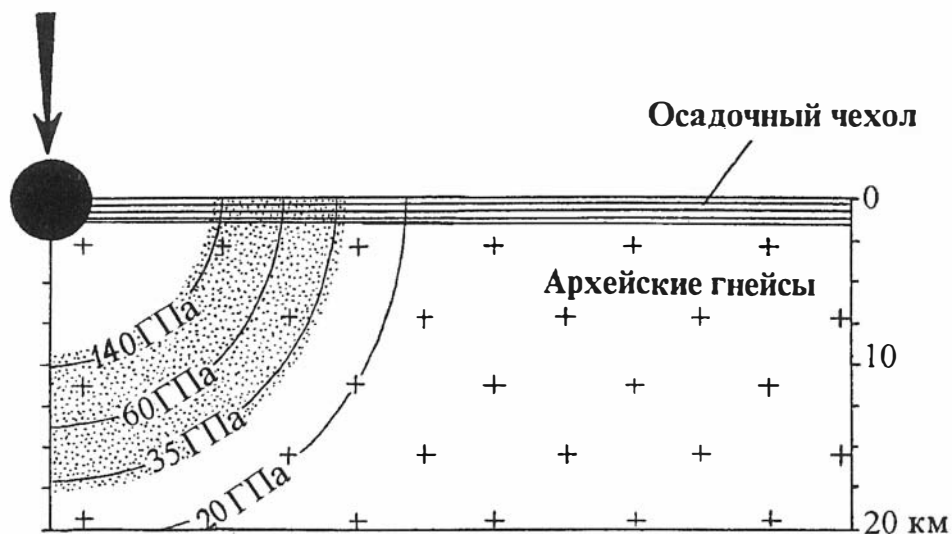


Рис. 23. Зона (показана крапом) образования параморфоз импактного алмаза по графиту и углям в Попигайском кратере (радиальный разрез мишени с изобарами ударной волны, которые оценены нами для каменного метеорита с диаметром 5 км и энергией взрыва 6.4×10^{22} Дж).

С Попигайским кратером связано обширное, наблюдаемое на расстояниях до 500 км от него, поле рассеяния якутитов (см. рис. 4). Внешняя граница этого поля ещё не околонтурена, и оно может быть гораздо более обширным, если не глобальным. В пределах своего ареала якутиты приурочены только к неоген-четвертичным отложениям; в более древних осадочных породах региона якутиты не обнаружены. Детальные исследования показали, что внутрикратерные попигайские алмазы и закратерные якутиты аналогичны по своим особенностям и имеют общее происхождение. Для того чтобы пролететь расстояние в 500 км, алмазосодержащие выбросы из кратера должны иметь начальную скорость эскавации $\sim 2.2\text{--}2.4$ км/с при углах наклона траектории в $40\text{--}60^\circ$, обычно наблюдаемых при импактной эскавации [Vishnevsky, et al., 1995]. Как ранее предполагалось в работах [Ударные кратеры..., 1983; Kieffer and Simmonds, 1980], сильно импактированный (расплавленный и испарённый) материал из внутренней области растущего кратера может выбрасываться со скоростью до $4\text{--}7$ км/с. Недавнее численное моделирование Попигайского импактного события [Вишневский и др., 1996] подтвердило эти оценки и показало, что сильно импактированный материал мишени выбрасывался из кратера со скоростью до 5.4 км/с; более того, часть испарённого вещества имела скорость до 14.6 км/с, и порядка 1.2 % от массы Попигайского космического тела было в состоянии покинуть Землю вообще. Эти данные показывают, что Попигайское импактное событие было способно создать тот обширный ареал рассеяния ПИА (якутитов), который наблюдается. Кроме того, возвращаясь к вопросу о механизме образования алмазов, можно отметить, что поскольку ПИА из зоны импактного плавления и начального испарения пород мишени (ударные давления до 140 ГПа) выбрасывались на такие большие расстояния за пределы кратера, то более импактированный материал из внутренней области кратера,

где происходило испарение графита, должен был подвергнуться ещё большему рассеянию. Следовательно, предположение Ф. Лангенхорста и В. Л. Масайтиса [Langenhorst and Masaitis, 1996] о том, что широко распространённые в расплавных породах Попигайского кратера объёмно-ксеноморфные ПИА конденсировались из пара, представляется необоснованным и в баллистическом аспекте тоже.

Постимпактная история ПИА может быть представлена следующим образом. Едва образовавшись и пребывая ещё в ударно-сжатом состоянии, ПИА испытывали “отжиг” лонсдейлита, причём чем дольше продолжалось это состояние, тем более интенсивным был процесс (т. е. имела место прямая связь этого процесса с масштабом импактного события); дополнительно к этому в расплаве могло происходить эпитаксиальное нарастание “алмаза на алмаз” [Вальтер и др., 1992]. После разгрузки, как показывают данные М. И. Карклиной и Ю. А. Маслаковца [1968], Т. Evans and D. H. Santer [1961], J. W. Harris and E. R. Vance [1974] и других, ПИА могли подвергаться растворению и графитизации под действием ОН, Na, K и свободного кислорода. В присутствии свободного кислорода графитизация алмаза начинает происходить довольно быстро при температурах > 800 °С. Однако поскольку для земных импактных расплавов отсутствие свободного кислорода обычно [Долгов и др., 1975; Фельдман, 1990], графитизация ПИА должна была быть незначительной, проявляясь только локально. Основным разрушительным процессом для земных ПИА было растворение. Скорость его для алмазов в импактных расплавах оценивается величиной порядка нескольких микрометров/час при 1800 °С [Вальтер и др., 1992], так что для того, чтобы полностью растворить довольно крупное зерно ИА величиной в 1 мм, потребовалось бы до 20 суток, что, по-видимому, и происходило в мощных погребённых толщах импактного расплава. Скорость растворения алмаза снижается примерно на 2 порядка, когда расплав охлаждается до субсолидусных температур (~ 1200 °С). Поэтому закаленно-охлаждённые расплавные импактиты обеспечивали наилучшую сохранность ИА.

Кроме трёх описанных полиморфов углерода (графит, кубический алмаз + лонсдейлит и чаоит/карбин) в земных импактитах предполагается существование так называемой “Е-фазы углерода”. Эта фаза [Бацанов, 1986], вероятно, обладает структурой переходного между графитом и алмазом типа и состоит из графитовых “слоёв”, закономерно чередующихся с алмазными “мостиками”. Если эта фаза реально существует в природе, то она должна возникать при ударном сжатии слабоокристаллизованного углеродистого вещества [Бацанов и др., 1965; Вальтер и др., 1992].

“Коллоидные” и субмикронные импактные алмазы (КСИА)

Так называемые “коллоидные” алмазы, обнаруженные в метеоритах [Lewis, et al., 1987a,b; Huss, 1990; Newton, et al., 1995; и др.], имеют аномально лёгкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ снижено до $-30 \dots -40$ ‰ [Lewis, et al., 1987a; Ash, et al., 1988] и даже до -261 ‰, если, по данным [Ash, et al., 1988], учитывать возможное влияние примеси SiC), примесь азота с аномально негативным изотопным составом ($\delta^{15}\text{N} = -343 \pm 16$ ‰, по данным [Gilmour, et al., 1992] и даже до $-574 \dots -1000$ ‰, по [Lewis, et al., 1983, 1989]), примесь аномального водорода ($\delta\text{D} = 180 \pm 11$ ‰) и ксенона. Имея столь очевидные отличия от сосуществующего углеродистого вещества (слабо- или неокристаллизованный углерод и графит), эти “коллоидные” алмазы не являются импактными и, по всей видимости, представляют собой продукты конденсации углерода из “межзвёздного” пара, что предполагали ещё W. S. Saslaw и

J. E. Gaustad [1969]. Только конденсационный процесс может обеспечить такое значительное изотопное фракционирование [Федосеев и др., 1971], которое для прямых импактных трансформаций углерода просто невозможно. “Коллоидные” алмазы очень чувствительны к термальному метаморфизму и переходят в графит при температурах ~ 500 °C [Lewis, et al., 1987b].

Что же касается “коллоидных” и субмикронных алмазов, обнаруженных в земных проявлениях (пограничные слои мела-палеогена в Северной Америке и кратер Рис), то они считаются имеющими импактное происхождение [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995a,b; и др.], т. е. являются КСИА. Данные по изотопному составу углерода для мел-палеогеновых КСИА характеризуются противоречивостью: одни авторы [Carlisle and Braman, 1991; Carlisle, 1992] определили для них “межзвездный” состав, с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -48$ ‰, в то время как по данным других авторов [Gilmour, et al., 1992; Hough, et al., 1995c] этот углерод имеет “земное” происхождение с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -11 до -19 ‰. Однако данные по земному источнику углерода для КСИА подтверждаются и изотопным составом азота в этих алмазах ($\delta^{15}\text{N}$ от -17 до $+8,5$ ‰, по [Gilmour, et al., 1992]). КСИА из кратера Рис имеют земной состав углерода с $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, варьирующим от -16 до -22 ‰ [Hough, et al., 1995b].

По мнению I. Gilmour, et al. [1992] и R. Hough, et al. [1995b], наиболее вероятно, что КСИА из мел-палеогенового пограничного горизонта Северной Америки и кратера Рис возникли во время импактных событий в огненном шаре Чикскулубского и Рисского импактных событий соответственно. Эти шары плазмы или испаренного вещества, содержащие H, C и Si в элементарной или ионизированной форме, послужили питающим источником вещества для КСИА (как и для SiC в кратере Рис). В случае кратера Рис изотопный состав КСИА соответствует тому, что могло бы получиться при смешении углерода из карбонатов мишени ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \sim 0$ ‰) и органического углеродистого вещества ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \sim -28$ ‰), поступившего из пород мишени или из самого метеорита. Относительно происхождения КСИА эти авторы склоняются к механизму химической конденсации из пара (ХКП), который действовал в огненном шаре взрывного облака.

Однако данные P. R. Burki [1996] и P. R. Burki, et al. [1996] показывают, что роль ХКП как процесса образования КСИА переоценивается, и более вероятным представляется процесс гомогенной нуклеации. И действительно, ХКП-способ образования алмазов в плазме требует нескольких ограничений: а) присутствия субстрата-подложки (“без подложки нет алмазов”); б) супернасыщения плазмы атомарным водородом и ограниченного состава газовых смесей (типично: 1 % CH_4 , 99 % H_2); в) ограниченного диапазона температур: 700—1200 °C (“при широких колебаниях температур нет алмазов”). Напротив, образование алмазов способом гомогенной нуклеации менее ограничено: нуклеация и рост алмазных зародышей происходит в свободной газовой фазе из простейших предшествовавших молекул типа $\text{C}_{1-2}\text{H}_{0-4}$ (“свободная поверхность” не требуется); плазма с CH_4 может не иметь атомарного водорода, а образование алмаза возможно в атмосфере азота; достаточно иметь атмосферное давление и температуры ниже 1000 °C (в экспериментах с такими параметрами процесса достигался синтез алмазов размером от 6 нм до 1,8 мкм в диаметре). Совместно с данными P. Badziag, et al. [1990], которые показывают, что алмазы “коллоидной” размерности (3—5 нм) более устойчивы, чем графит, и не требуют при этом ни высоких давлений, ни экстремальных параметров, которые обычно ассоциируются с алмазами, можно заключить, что образование КСИА способом гомогенной

нуклеации во время импактного процесса также не требует каких-либо высокobarических или высокотемпературных условий. Вероятно, для образования КСИА способом гомогенной нуклеации в остывающем и расширяющемся огненном шаре взрывного облака будет достаточно свободного элементарного углерода, образованного различными реакциями диссоциации (например, ударное разложение карбонатных пород мишени, $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$, и далее термальной диссоциации CO_2 : $\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO} + \text{O}$) и восстановления (окисление свободного железа, FeS , FeS_2 и других компонентов, которые поступили из мишени или из самого ударника), а также низких, вплоть до атмосферного, давлений. Недавние находки КСИА непосредственно в стёклах из зювитов кратера Рис [Abbot, et al., 1996] показывают, что параметры обычного импактного плавления и начального испарения пород мишени (ударные давления порядка 60—90 ГПа или немного выше) вполне достаточны для создания благоприятных предпосылок образования таких алмазов.

Мелкие алмазы иного происхождения и карбонадо

В россыпях Украины, Казахстана и других регионов ПИА часто ассоциируют с мелкими алмазами различных типов, имеющими неправильную, кубическую или октаэдрическую форму [Кашкаров, Полканов, 1964, 1972; Квасница, 1985]. Некоторые из таких алмазов в россыпях Казахстана (кубоиды и кубооктаэдры величиной от 70 до 200 мкм) имеют метаморфическое происхождение [Sobolev and Shatsky, 1990], в то время как другие мелкие алмазы из иных регионов имеют эндогенный, но всё ещё не выясненный источник. Однако при всём общем сходстве таких алмазов и ПИА по изотопному составу (т. е. невзирая на общий коровый источник углерода) ПИА отличаются от них присутствием лонсдейлита, текстурированностью и тонкозернистым строением.

Другая группа алмазов, которая в какой-то мере конвергентна с импактными алмазами, представлена карбонадо — тонкозернистыми поликристаллическими агрегатами кубического алмаза, известными в Бразилии [Trueb and Bitterman, 1968] и Центральной Африке [Trueb and De Wuy, 1971]. Происхождение карбонадо всё ещё не ясно. Одни исследователи предполагают для них импактное происхождение [Езерский, 1986; Smith and Dawson, 1985] либо рассматривают их в связи с якутитами, импактное происхождение которых также не вызывает сомнений [Kaminsky, 1992]. Другие исследователи [Соболев и др., 1989] предполагают метаморфическое происхождение карбонадо. Однако несмотря на истинную природу этих загадочных алмазов и общий с ПИА изотопный состав углерода (т. е. общий коровый источник углерода по Е. М. Галимову и др. [1985]), карбонадо отличны от ПИА по отсутствию лонсдейлита и текстурированности, а также по более “грубозернистой” структуре (их кристаллиты достигают в размере 10—20 мкм). Таким образом, известные в настоящее время механизмы образования импактных алмазов не позволяют объяснить образование карбонадо.

ЗНАЧЕНИЕ ИМПАКТНЫХ АЛМАЗОВ

Импактные алмазы имеют научное, общепознавательное и возможное экономическое значение. В метеоритике (так же как и в грядущих планетологических исследованиях вещества Луны и других планет) параморфозы ИА являются доказатель-

ствами ударных событий во Вселенной. Как подтверждается находками этих алмазов и другими признаками, такие ударные события происходили после силикатного и металло-сульфидного этапов образования вещества уреилитов и некоторых железных метеоритов. Однако в железном метеорите Canyon Diablo ПИА возникли при ударе о Землю.

При геологических и петрологических исследованиях земных метеоритных кратеров импактные алмазы обеих групп, ПИА и КСИА, являются также важным минералогическим свидетельством ударного метаморфизма и служат одним из критериев опознания астроблем. Импактные алмазы в этих уникальных природных объектах помогают оценить P–T условия ударного метаморфизма, историю охлаждения ударных расплавов и т. д. Кроме того, ПИА и КСИА могут быть важными индикаторными минералами (в дополнение к аномалиям иридия, зёрнам импактированного кварца, микротектитам и т. д.) для прослеживания пограничных горизонтов дальних закратерных выбросов из больших импактных кратеров в региональном или глобальном масштабе. В соответствии с гипотезой импактных вымираний В. Альвареса [Alvarez, et al., 1980], такие пограничные слои являются свидетельствами катастрофических изменений климата и биоты нашей планеты, задокументированных в осадочной летописи. Мы предполагаем, что ПИА могут присутствовать в тех пограничных слоях, которые маркируются чешскими тектитами-молдавитами (Рисское импактное событие ~14 млн лет назад); иридиевой аномалией в эоцен-олигоцене в разрезе Массиньяно, Италия (Попигайское? импактное событие 35 млн лет назад); связанной с Чиксулубским импактным событием 65 млн лет назад иридиевой аномалией мел-палеогенового возраста в Северной Америке, и во многих других подобных горизонтах. Обширное поле рассеяния попигайских ИА [Vishnevsky, et al., 1995], наблюдаемое на расстояние до 500 км, может служить обоснованием для таких предположений. Что же касается “коллоидных” алмазов, то они уже установлены в мел-палеогеновых пограничных слоях Северной Америки.

Наконец, ПИА могут быть единственным признаком ударного метаморфизма для древних докембрийских импактных структур и их закратерных выбросов, переработанных региональным метаморфизмом и тектоникой. Сообщение о находке ПИА в эколгитах [Головня и др., 1977], возможно, является примером такого рода.

Кроме научного и общепознавательного интереса ПИА могут иметь определённое экономическое значение [Grieve and Masaitis, 1994; Masaitis, 1989].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Импактные алмазы могут возникать как параморфозы по исходному углеродистому веществу (графит, уголь, слабо окристаллизованный или аморфный углерод) под действием ударных волн в результате высокоскоростных столкновений и в настоящее время известны в различных родительских (метеориты и породы земных импактных кратеров) или вторичных (осадочные коллекторы) проявлениях. Эти параморфозы импактных алмазов представлены поликристаллическими зёрнами величиной от первых микрометров до 10 мм, которые состоят из тонкозернистых (кристаллиты размером от ~1 мкм до первых нанометров) и часто текстурированных агрегатов кубической или кубической + гексагональной фаз алмаза. Нередко ПИА наследуют морфологию исходных кристаллов графита, пластинок угля или ксеноморфных выделений аморфного углерода; изотопный состав родительского углерода

сохраняется всегда. Земные ПИА в зависимости от графитового или угольного источника их вещества обычно различаются между собой по морфологии, содержанию гексагональной фазы (лонсдейлита), изотопному составу углерода, примеси парамагнитного азота и т. д. Лонсдейлит как нестабильная фаза чувствителен к продолжительности ударной нагрузки и нередко успеваает “отжигаться” в кубический алмаз; поэтому, чем меньше метеоритный кратер, тем выше содержание лонсдейлита в ПИА из этого кратера.

Апографитовые ПИА возникают как мартенситным, так и диффузионным способом превращения (ударные давления от ~30 до 140 ГПа, остаточные температуры от ~700 до 4000 К и выше); превращение углей и других форм аморфного углерода в ПИА происходит только диффузионным путём (ударные давления от ~25 до 60 ГПа и выше, остаточные температуры от ~2500 до 4500 К). Продолжительность ударного нагружения (т. е. масштаб импактного события) важна для инициирования и полноты превращения.

Иные, чем ПИА, алмазы “коллоидной” и субмикронной размерности, обнаруженные недавно в пограничных слоях мела-палеогена в Северной Америке и в кратере Рис, представляют собой принципиально новую группу ИА. Предполагается, что эти алмазы исключительно кубической модификации, с широким, но в целом “земным” спектром изотопного состава углерода и с примесью “земного” азота, кристаллизовались из элементарного углерода в огненном шаре взрывного облака крупных импактных событий. Условия образования этих ИА всё ещё не ясны, но их возникновение представляется возможным за счёт механизма гомогенной нуклеации при сравнительно низких параметрах (температуры до 1300 К и ниже, давления до атмосферного).

Благодарности

Несколько зёрен тогоритов для сравнительного изучения любезно предоставлены *В. А. Езерским* (Санкт-Петербург), аэрофотоснимок Аризонского кратера — академиком *Н. В. Соболевым* (Новосибирск). Мы очень благодарны *А. А. Вальтеру* и *В. Н. Кваснице*, а также издательству “*Наукова думка*” (Киев) за разрешение использовать некоторые их микрофотографии импактных алмазов в настоящей работе, так же как и *Г. П. Вдовыкину* (Москва) за возможность использовать микрофотографию алмазов из метеорита Новый Урей, а *Ахмеду Эль-Гореси* (Германия) — за использование микрофотографии импактного алмаза из метеорита Canyon Diablo. Предварительный вариант работы был улучшен полезными замечаниями *Р. Грива* (Канада), *Р. Хога* (Великобритания) и академика *Н. В. Соболева* (Новосибирск). Учтены также и некоторые замечания *анонимного рецензента* из ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Мы также благодарны *Г. П. Вдовыкину* за общую редакцию книги и ряд ценных замечаний и дополнений.





ЛИТЕРАТУРА

- Бацанов С. С. (1986). Неорганическая химия высоких динамических давлений // *Успехи химии*. Т. 55. № 4. С. 579—607.
- Бацанов С. С., Блохина Г. Е., Дерibas А. А. (1965). Действие взрыва на вещество. Структурные изменения нитрида бора // *Журн. структур. химии*. Т. 6. № 2. С. 227—232.
- Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др. (1986). *Природные и синтетические алмазы*. М.: Наука. 222 с.
- Вальтер А. А., Мельничук Е. В., Ракитская Р. Б. (1985). Графит и чаоит в породах астроблем Украинского щита // *Минер. журн.* Т. 7. № 2. С. 43—47.
- Вальтер А. А., Ерёменко Г. К., Квасница В. Н., Полканов Ю. А. (1992). *Ударно-метаморфогенные минералы углерода*. Киев: Наук. думка. 172 с.
- Вдовыкин Г. П. (1967). *Углеродистое вещество метеоритов (органические соединения, алмазы, графит)*. М.: Наука. 272 с.
- Вдовыкин Г. П. (1969а). Обнаружение алмазов в новом метеорите-уреилите North Haig. // *Докл. АН СССР*. Т. 186. № 5. С. 1171—1173.
- Вдовыкин Г. П. (1969б). Алмазы в новом метеорите-уреилите Dingo Pap Donga // *Доклады АН СССР*. Т. 186. № 6. С. 1416—1418.
- Вдовыкин Г. П. (1970). *Алмазы в метеоритах*. М.: Наука. 128 с.
- Вдовыкин Г. П. (1971). *Метеорит Каньон Дьябло*. М.: Наука. 176 с.
- Вдовыкин Г. П. (1991). Алмазы в каменных метеоритах-уреилитах и их происхождение // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* Т. 66, вып. 2. С. 87—93.
- Вишневский С. А. (1978). *Особенности пород Попигайской структуры и её происхождение*: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 273 с.
- Вишневский А. С., Балаганский И. А., Вишневский С. А. (1996). Попигайское катастрофическое импактное событие 35 млн лет назад: численное моделирование стадий сжатия и начальной эскавации // *Космическая защита Земли—1996, Междунар. конф. Снежинск, 23—27 сент. 1996 г., Россия: Тез. докл.*: Снежинск: Изд. РФЯЦ—ВНИИТФ. С. 39—40.
- Вишневский С. А., Пальчик Н. А. (1975). Углерод в породах Попигайской структуры: разрушение и переход в другие фазы системы углерода // *Геология и геофизика*. № 1. С. 67—75.
- Вишневский С. А., Доильницын Е. Ф., Долгов Ю. А., Перцева А. П. (1974). Изотопный состав углерода графитов и алмазов из пород ударно-метаморфического комплекса Попигайской структуры // *V Всесоюз. симпоз. по применению стабильных изотопов в геохимии: Тез. докл.* Ч. 2. М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР. С. 160—161.

- Галимов Е. М. (1984). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере // 27-й Междунар. геол. конгресс: Докл. Т. 11. *Геохимия и космохимия*. М.: Наука. С. 110—123.
- Галимов Е. М., Ивановская И. Н., Ключев Ю. А. и др. (1980). Изотопный состав и особенности кристаллической структуры природных поликристаллов алмаза с лонсдейлитом // *Геохимия*. № 4. С. 533—539.
- Галимов Е. М., Каминский Ф. В., Кодина Л. А. (1985). Новые данные об изотопном составе карбонадо // *Геохимия*. № 5. С. 723—726.
- Гневушев М. А., Полканов Ю. А., Ерёмченко Г. К. и др. (1973). Люминесценция импактных алмазов // Докл. АН УССР. *Физика, математ. и техн. наука*. № 9. С. 794—796.
- Годовиков А. А. (1975). *Минералогия*. М.: Недра. 519 с.
- Головня С. В., Хвостова В. П., Макаров Е. С. (1977). Гексагональная модификация алмаза (лонсдейлит) в эклогитах метаморфических комплексов // *Геохимия*. № 5. С. 790—793.
- Горогоцкая Л. И., Квасница В. Н., Надеждина Е. Д. (1989). Ориентационные соотношения графит–лонсдейлит–алмаз при природных превращениях в ударных волнах // *Минер. журн.* Т. 11. № 1. С. 26—33.
- Грицик В. В., Машак М. С., Побережский В. А. (1989). О незначительной роли фракционирования углерода при синтезе природных, импактных и синтетических алмазов // *Минерал. сб. Львовского ун-та*. № 43, вып. 1. С. 95—96.
- Додд Р. Т. (1986). *Метеориты. Петрология и геохимия*. М.: Мир. 384 с.
- Долгов Ю. А., Вишневицкий С. А., Шугурова Н. А. (1975). Включения газов в импактитах // *Термобарогеохимия и генетическая минералогия* / Под ред. Ю. А. Долгова. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. С. 129—140.
- Езерский В. А. (1982). Ударно-метаморфизованное углистое вещество в импактитах // *Метеоритика*. Вып. 41. С. 134—140.
- Езерский В. А. (1986). Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей // *Зап. ВМО*. Ч. 115. № 1. С. 26—33.
- Езерский В. А. (1987). *Метаморфизм углеродистого вещества горных пород в импактных кратерах*: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 16 с.
- Ерёмченко Г. К., Полканов Ю. А. (1978). Современные представления о минералах углерода // *Основные концепции в минералогии*. Киев: Наук. думка. С. 103—106.
- Ерофеев М. В., Лачинов П. А. (1888). О Ново-Урейском метеорите // *Журн. Русского физ.-хим. о-ва*. Т. XX. С. 185—213.
- Ивановская И. Н. (1982). Изотопный состав алмазов метеоритных кратеров как индикатор источника их углерода // IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Т. 1. М.: ГЕОХИ АН СССР. С. 123—126.
- Ивановская И. Н., Штеренберг Л. Е., Махов С. Ф. и др. (1981). Об изотопном фракционировании углерода при твердофазном синтезе алмаза // *Геохимия*. № 9. С. 1415—1417.
- Каминский Ф. В., Блинова Т. К., Галимов Е. М. и др. (1985). Поликристаллические агрегаты алмаза с лонсдейлитом из россыпей Якутии // *Минер. журн.* Т. 7. № 1. С. 27—36.
- Каминский Ф. В., Бартошинский З. В., Коптиль В. И. (1987). Некоторые вопросы терминологии поликристаллических алмазов // *Минер. сб. Львовского ун-та*. № 41, вып. 2. С. 16—20.

- Каминский Ф. В., Галимов Е. М., Ивановская И. Н. и др. (1977). Изотопный состав углерода мелких алмазов Украины // *Докл. АН СССР*. Т. 236. № 5. С. 1207—1208.
- Карклина М. И., Маслаковец Ю. А. (1968). К вопросу о травлении алмаза // *Докл. АН СССР*. Т. 183. С. 1311—1312.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. (1964). О находке алмазов в титано-циркониевых песках // *Докл. АН СССР*. Т. 157. № 5. С. 1129—1130.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. (1972). О некоторых особенностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана // *Новые данные о минералах*. М.: Наука. Вып. 21. С. 183—185.
- Квасница В. Н. (1985). *Мелкие алмазы*. Киев: Наук. думка. 215 с.
- Квасница В. Н., Собонович Э. В., Ковалюх Н. Н. и др. (1979). Высокобарические полиморфы углерода в торфах района Тунгусской катастрофы // *Докл. АН УССР*, сер. Б. № 12. С. 1000—1004.
- Коптиль В. И. (1994). *Типоморфизм алмазов Северо-Востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений*. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИМиП СО РАН. 34 с.
- Курдюмов А. В. (1972). Рентгенографическое исследование дефектов упаковки слоёв в графитовых структурах // *Кристаллография*. Т. 17. № 3. С. 620—625.
- Курдюмов А. В., Пилянкевич А. Н. (1979). *Фазовые превращения в углероде и нитриде бора*. Киев: Наук. думка. 188 с.
- Курдюмов А. В., Островская Н. Ф., Голубев А. С. (1984). Механизм образования, стабильность и реальная структура лонсдейлита // *Сверхтвёрдые материалы*. № 4. С. 17—25.
- Маракушев А. А., Богатырёв О. С., Феногенов А. Д., и др. (1993). Импактогенезис и вулканизм // *Петрология*. Т. 1. № 6. С. 571—595.
- Масайтис В. Л., Футергендлер С. И., Гневушев М. А. (1972). Алмазы в импактатах Попигаевского метеоритного кратера // *Зап. ВМО*. Ч. 101, вып. 1. С. 108—113.
- Масайтис В. Л., Шафрановский Г. И., Езерский В. А., Решетняк Н. Б. (1990). Импактные алмазы в уреилитах и импактатах // *Метеоритика*. Вып. 49. С. 180—196.
- Мелош Г. (1994). *Образование ударных кратеров: геологический процесс*. М.: Мир. 336 с.
- Михеев В. И. (1957). *Рентгенометрический определитель минералов*. М.: Госгеолтехиздат. 868 с.
- Полиморфные модификации углерода и нитрида бора*: Справочник. (1994). М.: Металлургия. 320 с.
- Полканов Ю. А., Ерёменко Г. К., Сохор М. И. (1973). Импактные алмазы в мелкозернистых россыпях Украины // *Докл. АН УССР*, сер. Б. № 11. С. 989—990.
- Решетняк Н. Б., Езерский В. А. (1990). Комбинационное рассеяние света в природных алмазах // *Минер. журн.* Т. 12. № 5. С. 3—9.
- Рост Р., Долгов Ю. А., Вишневский С. А. (1978). Газовые включения в импактных стёклах кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода // *Докл. АН СССР*. Т. 241. № 3. С. 695—698.
- Румянцев Г. С., Надеждина Е. Д., Малиновский Ю. А. (1980). О лонсдейлитсодержащих поликристаллических алмазах // *Труды ЦНИГРИ*. Вып. 153. С. 13—19.
- Соболев В. В., Дидык Р. П., Слободской В. Ю., Барабан В. П. и др. (1985). Чаоит — третья сверхтвёрдая полиморфная модификация углерода // *Минер. сб. Львовского ун-та*. № 39. Вып. 2. С. 75—76.

- Соболев Н. В., Галимов Е. М., Смит К. Б. и др. (1989). Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювия Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл (Западная Австралия) и кубических алмазов из Северной Австралии // *Геология и геофизика*. № 12. С. 3—19.
- Сохор М. И., Футергендлер С. И. (1974). Рентгенографическое исследование образования кубический алмаз—лонсдейлит // *Кристаллография*. Т. 19. № 4. С. 758—762.
- Товстоган В. М., Созин Ю. И., Белянкина А. В. (1977). Определение фазового состава алмазов, получаемых динамическими методами // *Синтетические алмазы*. № 6. С. 11—14.
- Трефилов В. И., Саввакин Г. И. (1979). О прямом превращении некристаллического углерода в алмаз и повышенной скорости диффузионного превращения в условиях высоких импульсных давлений и температур // *Докл. АН СССР*. Т. 246. № 5. С. 1115—1119.
- Ударные кратеры на Луне и планетах*. (1983). М.: Наука. 200 с.
- Федосеев Д. В., Галимов Е. М., Варнин В. П. и др. (1971). Фракционирование изотопов углерода при физико-химическом синтезе алмаза из газа // *Докл. АН СССР*. Т. 201. № 5. С. 1149—1150.
- Фельдман В. И. (1990). *Петрология импактитов*. М.: Изд-во МГУ. 299 с.
- Фирсов Л. В. (1965). О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера // *Геотектоника*. № 2. С. 106—118.
- Хоменко А. А., Ганкевич Л. Т., Котосомов А. С. и др. (1975). Кристаллографическая модель прямого структурного превращения графит—алмаз // *Синтетические алмазы*. № 3. С. 3—7.
- Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. и др. (1973). *Алмазы песчаных отложений Украины*. Киев: Наук. думка. 167 с.
- Abbot J. I., Hough R., Gilmour I. and Pillinger C. T (1996). Impact diamonds in glass from Otting Quarry, Ries crater, Germany // *Meteoritics and Planetary Sci.* Vol. 31. Suppl. P. A5.
- Ahrens T. J. and Gregson V. G. Jr. (1964). Shock compression of crustal rocks: data for quartz, calcite and plagioclase rocks // *J. Geophys. Res.* Vol. 69. P. 4839—4874.
- Alvarez L. W., Alvarez W., Azaro F. and Michel H. (1980). Extraterrestrial cause for the Cretaceous — Tertiary extinction // *Science*. Vol. 208. P. 1095—1108.
- Anders E. (1965). Diamonds in Meteorites // *Sci. Amer.* Vol. 213. № 4. P. 26—36.
- Anders E. and Lipschutz M. E. (1966). Critique of paper by N. L. Carter and G. G. Kennedy "Origin of diamonds in the Canyon-Diablo and Novo Urei meteorites" // *J. Geophys. Res.* Vol. 71. P. 643—661.
- Ash R. D., Arden J. W., Grady M. M., et al. (1988). Isotopically-light carbon in the Allende meteorite // *Meteoritics*. Vol. 23. № 3. P. 255—256.
- Badziag P., Verwoerd W. S., Ellis W. P. and Greiner N. R. (1990). Nanometre-size diamonds are more stable than graphite // *Nature*. Vol. 343. P. 244—245.
- Brett R. and Higgins G. (1969). Cliftonite: proposed origin and its bearing of the origin of the diamonds in meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 33. P. 1473—1484.
- Bundy F. P. (1989). Behavior of elemental carbon up to very high temperatures and pressures // *High pressure science and technology. Proc. XI Airapt Internat. Conf.* Vol. 1. Kiev: Naukova Dumka Press. P. 326—336.

- Bundy F. P. and Kasper J. S. (1967). Hexagonal diamonds — a new form of carbon // *J. Chem. Phys.* Vol. 46. P. 3437—3446.
- Burki P. R. (1996). Low-pressure formation routes for interstellar microdiamonds: chemical vapor deposition vs. homogenous nucleation // *Meteoritics and Planetary Sci.* Vol. 31. Suppl. P. A24—A25.
- Burki P. R., Leutwyler S., Matsui Y. and Sato Y. (1996). Homogenous nucleation of diamond particles at atmospheric pressure // *Ibidem.* P. A25—A26.
- Buseck P. R. and Barry J. C. (1988). Twinned diamonds in the Orgueil carbonaceous chondrite // *Meteoritics.* Vol. 23. № 3. P. 261—262.
- Carlisle D. B. (1992). Diamonds at the K/T boundary // *Nature.* Vol. 357. P. 119—120.
- Carlisle D. B. and Braman D. R. (1991). Nanometre-size diamonds in the Cretaceous – Tertiary boundary clay of Alberta // *Nature.* Vol. 352. P. 708—709.
- Clarke R. S., Appelman D. E. and Ross P. B. (1981). An Antarctic iron meteorite contains pre-terrestrial impact-produced diamonds and lonsdaleite // *Nature.* Vol. 291. P. 396—398.
- Coleburn N. L. (1964). Compressibility of pyrolithic graphite // *J. Chem. Phys.* Vol. 40. P. 73—77.
- De Carli P. S. and Jamieson J. C. (1961). Formation of Diamond by explosive shock // *Science.* Vol. 133. P. 1821.
- El-Goresy A. and Donnay G. (1968). A new allotropic form of carbon from the Ries crater // *Science.* Vol. 161. № 3839. P. 363—364.
- Evance T. and Santer D. H. (1961). Etching of diamond surfaces by gases // *Philadelphia Magazine.* Vol. 6. P. 429—440.
- Fedorova E. N., Moroz T. N., Afanas'ev V. P. and Rylov G. M. (1996). Raman line shape of the natural impact diamonds // *Proceedings of the XVth Intern. Conf. on Raman spectroscopy, Pittsburg, Pennsylvania, USA, August 11—16, 1996* (Asher A., et al., eds). N.Y.: John Wiley & Sons. P. 918—919.
- Foote A. E. (1891). A new locality for meteorite iron with a preliminary notice of the discovery of diamonds in the iron // *Proc. Assoc. Adv. Sci.* Vol. 40. P. 279; see also reference from Val'ter, et al. (1992); Foote A. E. (1891). Meteoritic iron of Canyon Diablo // *Amer. J. Sci.* Vol. 42. P. 413—417.
- Frondel C. and Marvin U. B. (1967). Lonsdaleite, a hexagonal polymorph of diamond // *Nature.* Vol. 214. P. 587—589.
- Gilmour I., Russel S. S., Arden J. W., et al. (1992). Terrestrial carbon and nitrogen isotopic ratios for Cretaceous-Tertiary boundary Nanodiamonds // *Science.* Vol. 258. P. 1624—1626.
- Grady M. M., Wright J. P., Swart P. K. and Pillinger C. T. (1985). The carbon and nitrogen isotopic composition of ureilites: implications for their genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* Vol. 49. P. 903—915.
- Grieve R. A. F. (1987). Terrestrial impact structures // *Ann. Rev. of Earth and Planetary Sci.* Vol. 15. P. 245—270.
- Grieve R. A. F. and Masaitis V. L. (1994). The economic potential of terrestrial impact craters // *Intern. Geol. Rev.* Vol. 36. P. 105—151.
- Gurov E. P., Gurova E. P. and Rakitskaya R. B. (1995). Impact diamonds in the craters of the Ukrainian shield // *Meteoritics.* Vol. 30. № 5. P. 515—516.
- Gurov E. P., Gurova E. P. and Rakitskaya R. B. (1996). Impact diamonds of Zapadnaya crater: phase composition and some properties // *Meteoritics and Planetary Sci.* Vol. 31. Suppl. P. A56.

- Hannemann R. J., Strong H. M., and Bundy F. P. (1967). Hexagonal diamonds in meteorites: implications // *Science*. Vol. 155. P. 995—997.
- Harris J. W. and Vance E. R. (1974). Studies of the reactions between diamond and heated kimberlite // *Contribs. Mineral. Petrol.* Vol. 47. P. 237—244.
- Hough R. M., Gilmour I., Pillinger C. T., et al. (1995a). Diamond and silicon carbide in suevite from the Nordlinger Ries impact crater (abstract) // *4th Int. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact cratering and Evolution of Planet Earth" — Ancona, May 12—17, 1995. The Role of the Impacts in the evolution of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long-Terms Changes. Abstracts and Field Trip Volume* (A. Montanari and R. Coccioni eds.). P. 93—94.
- Hough R. M., Gilmour I., Pillinger C. T., et al. (1995b). Diamond and silicon carbide in impact melt rocks from the Ries crater // *Nature*. Vol. 378. P. 41—44.
- Hough R. M., Wright I. P., Pillinger C. T., and Gilmour I. (1995c). Diamonds from the K/T iridium-rich horizons of ARROYO EL Mumbra (Mexico), Brownie Butte (Montana), and Bervind Canyon (Colorado) (abstract) // *4th Int. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact cratering and Evolution of Planet Earth" — Ancona, May 12—17, 1995. The Role of the Impacts in the evolution of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long-Terms Changes: Abstracts and Field Trip Volume* (A. Montanari and R. Coccioni eds.). P. 95—96.
- Hough R., Gilmour I., Newton J., et al. (1995d). Chemically-robust carbon particles in peat from the Tunguska impact site // *Meteoritics*. Vol. 30. № 5. P. 521.
- Hough R. M., Langenhorst F., Stoffler D., et al. (1995e). Suevites from the Rochechouart impact crater, France, and the Lake Mien impact crater, Sweden: the search for robust carbon minerals // *Ibidem*. P. 521—522.
- Huss G. R. (1990). Ubiquitous interstellar diamond and SiC in primitive chondrites: abundances reflect metamorphism // *Nature*. Vol. 347. P. 159—162.
- Huss G. R. and Lewis R. S. (1995). Presolar diamond, SiC, and graphite in primitive chondrites: abundances as a function of meteorite class and petrologic type // *Geohim. Cosmochim. Acta*. Vol. 59. № 1. P. 115—160.
- Kaminsky F. V. (1992). Carbonado and Yakutites: properties and possible genesis / *Diamonds: Characterization, genesis and exploration: Proc. 5th Int. Kimberlite Conf., Brazil, 1992*. Vol. II. Brazil: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Press. P. 136—143.
- Kieffer S. W. and Simonds C. H. (1980). The role of volatiles and lithology in the impact cratering process // *Rev. of Geophys. and Space Phys.* Vol. 18. № 1. P. 143—181.
- Ksanda C. J. and Henderson E. P. (1939). Identification of diamonds in the Canyon Diablo iron // *Amer. Mineral.* Vol. 24. P. 677—680.
- Langenhorst F. and Masaitis V. L. (1996). Microstructural characteristics of impact diamonds from the Popigai crater (Russia) // *Meteoritics and Planetary Sci.* Vol. 31. Suppl. P. A77.
- Lewis R. S., Anders E., Wright J. P., et al. (1983). Isotopically-anomalous nitrogen in primitive meteorites // *Nature*. Vol. 305. № 5937. P. 761—771.
- Lewis R. S., Bright D. and Steel E. (1987a). Presolar diamonds (C) in carbonaceous chondrites: size distribution // *Meteoritics*. Vol. 22. № 4. P. 445.
- Lewis R. S., Tang Ming, Wacker J. F., et al. (1987b). Interstellar diamonds in meteorites // *Nature*. Vol. 326. P. 160—162.
- Lewis R. S., Anders E. and Draine B. T. (1989). Properties, detectability and origin of interstellar diamonds in meteorites // *Nature*. Vol. 339. № 6220. P. 117—121.

- Lipschutz M. E. (1962). Diamonds in the Dualpur meteorite // *Science*. Vol. 138. № 3546. P. 1266—1267.
- Lipschutz M. E. (1964). Origin of diamonds in the ureilites // *Science*. Vol. 143. P. 1431—1434.
- Lipschutz M. E. and Anders E. (1961). The record in meteorites. 4. Origin of diamonds in iron meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 24. P. 83—105.
- Masaitis V. L. (1989). The economic geology of impact craters // *Int. Geol. Rev.* Vol. 31. P. 922—933.
- Masaitis V. L. (1995). The origin and distribution of diamond-bearing impactites // *Meteoritics*. Vol. 30. № 5. P. 541.
- Masaitis V. L. (1996). Impact diamonds from astroblemes // *Mineralogical Society of America 1996 Spring Meeting, May 20—24, Baltimore, Maryland: Abstract supplement to Eos Transactions*. Washington: AGU Press. P. S142—S143.
- Masaitis V. L. and Shafranovsky G. I. (1994). Comparative study of impact diamonds from the Ries and Popigai craters (abstract) // *3rd Intern. Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact Cratering and Evolution of Planet Earth", Limoges, 18—21 Sept. 1994. Shock-wave behavior of solids in Nature and Experiments". Guide for Field Trip, Program and Abstracts — organized by U. Scharer, J—C. Doukhan and P. Agrinier*. P. 47.
- McQueen R. J. and Marsh S. P. (1967). Hugoniot of graphites of various initial densities and the equation of state of carbon // *Behavior of dense media under high dynamic pressures: Comportement des milieux denses sous hautes pressions dynamiques*. Paris: IUTAM Press. P. 208—216.
- Newton J., Bischoff A., Arden J. W., et al. (1995). Acfer 094, a uniquely primitive carbonaceous chondrite from the Sahara // *Meteoritics*. Vol. 30. P. 47—56.
- Nininger H. H. (1956). *Arizona's meteorite crater: Its past, present and future*. Denver, Colorado: World Press Inc. 232 p.
- Reimold W. U. and Stoffler D. (1978). Experimental shock metamorphism of dunitite // *Geochim. Cosmochim. Acta. Suppl. 9 (Proc. 9th LPSC)*. Elmsford, N.Y.: Pergamon Press. P. 2805—2824.
- Saslaw W. S. and Gaustad J. E. (1969). Interstellar dust and Diamonds // *Nature*. Vol. 221. P. 160—162.
- Smith J. V. and Dawson J. B. (1985). Carbonados: diamond aggregates from Early impacts of crustal rocks // *Geology*. Vol. 13. P. 342—343.
- Sobolev N. V. and Shatsky V. S. (1990). Diamond inclusions in garnet from metamorphic rocks. // *Nature*. Vol. 343. P. 742—746.
- Trueb L. F. and Bitterman W. C. (1968). Carbonado: a microstructural study // *Amer. Miner.* Vol. 54. P. 412—425.
- Trueb L. F. and De Wys E. C. (1971). Carbon from Ubangi: a microstructural study // *Amer. Miner.* Vol. 56. P. 1252—1268.
- Urey H. C., Mele A. and Mayeda T. (1957). Diamonds in stone meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 13. № 1. P. 1—4.
- Val'ter A. A. and Er'omenko G. K. (1996). Carbon minerals in rocks of astroblemes // *Meteoritics and Planetary Sci.* Vol. 31. Suppl. P. A144.
- Vdovykin G. P. (1976). The Haverro meteorite // *Space Sci. Rev.* Vol. 18. № 5—6. P. 749—776.
- Vishnevsky S. A., Afanas'ev V. P., Koptil' V. I. and Montanari A. (1995). Popigai distal ejecta deposits: evidence by the strewn field of impact diamonds (abstract) // *4th Int.*

Workshop of the ESF Scientific Network on "Impact Cratering and Evolution of Planet Earth" — Ancona, May 12—17, 1995. The Role of the Impacts in the evolution of Atmosphere and Biosphere with regards to Short- and Long-Terms Changes: Abstracts and Field Trip Volume (A. Montanari and R. Coccioni eds.). P. 160—162.

Wacker J. F. (1986). Noble gases in ALHA-78019. The role of shock and nebular processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. Vol. 50. P.633—642.

Wackerle J. (1962). Shock wave compression of quartz // *J. Appl. Phys.* Vol. 33. P. 922—937.

XRDPF. *X-ray Data Powder Files*. American Society of Testing Materials, ASTM. (1969: Carbon, 12—212); (1973: Graphite, Diamond, Lonsdaleite, Troilite).



ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	5
Введение.....	7
Проявления импактных алмазов	8
Размеры, морфология и окраска импактных алмазов	12
Рентгеновские и электронно-микроскопические особенности импактных алмазов	21
Другие особенности импактных алмазов	30
Происхождение импактных алмазов	34
Параморфозы импактных алмазов по углеродистому веществу	35
“Коллоидные” и субмикронные импактные алмазы.....	41
Мелкие алмазы иного происхождения и карбонадо	43
Значение импактных алмазов	—
Заключение.....	44
Литература	46

Темат. план вып. изд. СО РАН
на 1997 г., № 162

Научное издание

Сергей Алексеевич Вишневский
Валентин Петрович Афанасьев
Ким Петрович Аргунов
Надежда Арсентьевна Пальчик

ИМПАКТНЫЕ АЛМАЗЫ:
ИХ ОСОБЕННОСТИ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ

Ответственный редактор
Геннадий Петрович
ВДОВЫКИН

Утверждено к печати
Институтом минералогии и петрографии СО РАН

Редактор А. В. Владимирова
Технический редактор О. М. Вараксина
Компьютерная верстка А. В. Владимировой

ЛР № 020909 от 01.09.94. Подписано к печати 26.06.97.
Формат 70×100/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 9. Уч.-изд. л. 8,8. Тираж 350 экз. Заказ 229.

Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ
630090, Новосибирск, 90, Университетский просп., 3