УДК 549.211

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МОЗАИЧНО-БЛОЧНЫХ АЛМАЗОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ ЗАРНИЦА А.Л. Рагозин^{1,2}, Д.А. Зедгенизов^{1,2}, В.С. Шацкий^{1,2}, К.Э. Купер³

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия ²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия ³Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН,

630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 11, Россия

Приведены результаты исследования мозаично-блочных алмазов из кимберлитовой тр. Зарница. По ряду морфологических признаков и специфическому внешнему облику эти алмазы близки к широко распространенным в россыпях северо-востока Сибирской платформы темно-серым мозаично-блочным алмазам V и VII разновидностей. Несмотря на сходное внутреннее строение исследованных алмазов из тр. Зарница и алмазов из россыпей, формирование такой специфической внутренней структуры происходит по различным механизмам. В отличие от алмазов V и VII разновидностей, внутренняя структура которых образовалась в результате процессов расщепления кристаллов, кристаллизация алмазов из кимберлитовой тр. Зарница происходила по иному механизму. Укрупнение субиндивидов от ядерных частей, имеющих отчетливое поликристаллическое строение, к периферийным и образование радиальной внутренней структуры происходили в результате развития индивидов на первично-поликристаллических затравках, согласно закону геометрического отбора. Проведенные исследования показали, что различия этих двух групп кристаллов отражаются не только в механизмах формирования внутренней структуры, а также в парагенезисе включений, дефектно-примесном составе и изотопном составе углерода. В отличие от россыпных мозаично-блочных алмазов V и VII разновидностей, изученные кристаллы из тр. Зарница содержат включения перидотитового парагенезиса (оливины и субкальциевые хромсодержащие пиропы), имеют типичные для природных кимберлитовых алмазов содержания азота (0-1761 ppm) и распределения примесных центров в объеме образцов (в соответствии с «отжиговой» моделью степень агрегации азотных дефектов понижается от центральных частей к периферийным), а также характеризуются обычным «мантийным» изотопным составом углерода от -1.9 до -6.2 % δ^{13} C (среднее -4.2 %).

Алмаз, включения, перидотитовый парагенезис, кимберлитовая тр. Зарница.

FORMATION OF MOSAIC DIAMONDS FROM THE ZARNITSA KIMBERLITE

A.L. Ragozin, D.A. Zedgenizov, V.S. Shatsky, and K.E. Kuper

Mosaic diamonds from the Zarnitsa kimberlite (Daldyn field, Yakutian diamondiferous province) are morphologicaly and structurally similar to dark gray mosaic diamonds of varieties V and VII found frequently in placers of the northeastern Siberian craton. However, although being similar in microstructure, the two groups of diamonds differ in formation mechanism: splitting of crystals in the case of placer diamonds (V and VII) and growth by geometric selection in the Zarnitsa kimberlite diamonds. Selective growth on originally polycrystalline substrates in the latter has produced radial microstructures with grains coarsening rimward from distinctly polycrystalline cores. Besides the formation mechanisms, diamonds of the two groups differ in origin of mineral inclusions, distribution of defects and nitrogen impurity, and carbon isotope composition. Unlike the placer diamonds of varieties V and VII, the analyzed crystals from the Zarnitsa kimberlite enclose peridotitic minerals (olivines and subcalcic Cr-bearing pyropes) and have total nitrogen contents common to natural kimberlitic diamonds (0 to 1761 ppm) and typical mantle carbon isotope compositions (-1.9 to -6.2% δ^{13} C; -4.2% on average). The distribution of defect centers in the Zarnitsa diamond samples fits the annealing model implying that nitrogen aggregation decreases from core to rim.

Diamond, inclusions, peridotitic minerals, Zarnitsa kimberlite

введение

Кимберлитовая тр. Зарница — первая трубка, открытая Л.А. Попугаевой в 1954 г. [Сарсадских, Попугаева, 1955; Моор, Соболев, 1957] в Далдынском поле Далдыно-Алакитского района Якутской алмазоносной провинции, в 14 км на восток от г. Удачный (рис. 1). Определение абсолютного возраста уран-свинцовым методом по циркону из кимберлитов и аллювиальных отложений Якутской алмазонос-

© А.Л. Рагозин[⊠], Д.А. Зедгенизов, В.С. Шацкий, К.Э. Купер, 2018

⊠e-mail: ragoz@igm.nsc.ru



Рис. 1. Расположение кимберлитовой тр. Зарница на структурной схеме Сибирского кратона, по [Розен и др., 2006; Koreshkova et al., 2011].

Серый цвет — выходы докембрийских пород, белые области — пострифейский осадочный чехол, косая штриховка — фанерозойские складчатые пояса, жирные линии — границы провинций (сутурные зоны), штриховые линии — границы складчатых поясов, звезды — Далдынское кимберлитовое поле (тр. Зарница), Эбеляхская россыпь.

ной провинции свидетельствует о многоэтапности кимберлитового магматизма Сибирской платформы [Дэвис и др., 1980]. Были выделены пять значимо различающихся и четко локализованных этапов активности кимберлитового магматизма: позднеордовикский, позднесилурийский, позднедевонский, пермотриасовый и позднеюрский. Кимберлитовая тр. Зарница относится к позднедевонскому этапу кимберлитового магматизма Сибирской платформы. В Далдыно-Алакитском районе кимберлитовые тела перекрыты среднекаменноугольными терригенными породами и трапповыми интрузиями триасового возраста [Милашев, Розенберг, 1974]. Сибирская платформа хорошо известна своей трапповой провинцией с возрастом 252 млн лет, которая охватывает несколько миллионов квадратных километров и была сформирована в течение миллиона лет [Burgess et al., 2015]. Кроме того, принимая во внимание описанную Куонамскую крупную изверженную провинцию [Эрнст и др., 2016], возрастной диапазон внедрения траппов в пределах Сибирского кратона по современным данным составляет от 1500 до 252 млн лет.

Кимберлитовая тр. Зарница расположена в поле сплошного развития ордовикских отложений на плоской поверхности водораздела ручьев Дьяха и Загадочный, впадающих в р. Далдын [Алмазные месторождения..., 1959]. Ее размеры на поверхности составляют 535×480 м (площадь около 32 га), и она является одной из крупнейших в Якутии (второе место после самой крупной тр. Юбилейная). Трубка имеет сложное строение, в ней выделяются несколько фаз внедрения кимберлитов. По внешнему облику кимберлит разделен на пять разновидностей, отличающихся по окраске, степени насыщенности ксенолитами и изменениям вторичными процессами. Особенности минералогии тр. Зарница, описанные

Г.И. Смирновым [Smirnov, 1959], в целом сопоставимы с остальными трубками Сибирской платформы и кимберлитами Южной Африки. В трубке фиксируется крайне неравномерное распределение алмазов по размеру, низкое содержание мелких октаэдрических алмазов компенсируется наличием крупных кристаллов ювелирного качества [Харькив и др., 1998]. В 2016 г. на трубке был добыт алмаз с размерами 3.8×3.7×1.8 см, массой 207.3 кар., который получил название «Дети Азии». К промышленному освоению месторождения приступили в 1999—2000 гг., отработку открытым способом планируется производить в течение 30 лет.

Опубликованных данных по алмазам из тр. Зарница существует ограниченное количество. По данным [Костровицкий и др., 2015], большинство кристаллов алмаза (96 %) из тр. Зарница относится к I разновидности, по классификации Ю.Л. Орлова [1984], также встречаются серые поликристаллические агрегаты (VIII разновидность), кристаллы с оболочкой IV и кубы II разновидности. Среди I разновилности в близком количестве наблюдаются октаэлры (23 %) и ламинарные ромбододекаэлры (20%). Кристаллов переходных форм присутствует только 17%, а додекаэдроидов — 29%. По данным ранее выполненных исследований алмазов в тр. Зарница доминируют минеральные включения перидотитового парагенезиса (23 из 30 исследованных алмазов), среди которых преобладают оливин (Fo = 92-93 мол. %) и хромит (62–67 мас. % Cr₂O₂), также зафиксированы субкальциевые гранаты и пентландит, содержащий элементы Pt группы [Bulanova et al., 1999]. В алмазах эклогитового парагенезиса обнаружены сульфиды, омфациты и пироп-альмандин-гроссуляровые гранаты, близкие по химическому составу к включениям из других месторождений Сибирской платформы [Соболев, 1974; Буланова и др., 1993]. Ранее были представлены данные исследования состава микровключений в алмазах кубического габитуса из тр. Зарница (три образца) [Klein-BenDavid et al., 2009], в результате которых установлено, что материнским для этих образцов являлся высокомагнезиальный карбонатитовый флюид/расплав. Аналогичные особенности ранее были выявлены для кубоидов и алмазов с облаковидными включениями из кимберлитов трубок Интернациональная и Юбилейная [Logvinova et al., 2008; Zedgenizov et al., 2009], а позднее в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы [Логвинова и др., 2011; Зедгенизов и др., 2011] и алмазах в оболочке из тр. Сытыканская [Скузоватов и др., 2012].

По ряду морфологических признаков и специфическому внешнему облику часть алмазов из тр. Зарница близка к широко распространенным в россыпях северо-востока Сибирской платформы темно-серым алмазам переходного габитуса V и VII разновидностей, их коренные источники до настоящего времени неизвестны [Афанасьев и др., 1998, 2002, 2011; Рагозин и др., 2002, 2009; Smith et al., 2014, 2015; Ragozin et al., 2016а]. Сходство исследованных в настоящей работе кристаллов с аллювиальными алмазами V и VII разновидностей, по классификации [Орлов, 1984], заключается, в первую очередь, в наличии большого количества черных включений, которые часто неравномерно распределены в объеме образцов. Морфологические особенности алмазов из тр. Зарница, их переходный габитус октаэдр—додекаэдроид, присутствие на поверхности характерных структур микрорельефа (отрицательные тригоны, каплевидные холмики, сноповидная штриховка, каналы травления и др.) также подобны алмазам V разновидности. Как и алмазы V разновидности, исследованные алмазы из тр. Зарница характеризуются необычным для природных алмазов радиально-лучистым мозаично-блочным внутренним строением [Ragozin et al., 2017]. Однако, в отличие от алмазов V разновидности, внутренняя структура которых сформирована в результате процессов расщепления кристаллов [Ragozin et al., 2016а], алмазы из тр. Зарница образовались вследствие кристаллизации на поликристаллических затравках в соответствии с законом геометрического отбора. Ранее были опубликованы находки алмазов, отнесенных к V разновидности, в кимберлитах тр. Удачная [Солодова и др., 1975]. Эти алмазы, так же как и исследованные в настоящей работе кристаллы из тр. Зарница, имеют специфическое мозаично-блочное внутреннее строение. Исходя из перидотитового парагенезиса минеральных включений и изотопного состава углерода, они резко отличаются от россыпных алмазов V и VII разновидностей.

С целью определения особенностей образования алмазов из кимберлитовой тр. Зарница (рис. 2, *a-e*) были исследованы составы минеральных включений, дефектно-примесный состав и изотопный состав углерода. Полученные данные использованы для сравнительной характеристики с визуально сходными алмазами V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы (см. рис. 2, *ж-м*).

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе для исследования использованы 20 темно-серых вплоть до черных непрозрачных и полупрозрачных кристаллов алмаза из тр. Зарница комбинационной (октаэдр—додекаэдроид) формы размером около 3—6 мм. После морфологических исследований с помощью лазерной резки и последующей полировки из кристаллов были изготовлены пластинки толщиной 0.5—0.8 мм параллельно кристаллографической плоскости (110) до выхода включений на поверхность.



Рис. 2. Микрофотографии алмазов.

a-е — кристаллы из тр. Зарница, *ж-и* — кристаллы V и VII разновидностей из аллювиальных россыпей северо-востока Сибирской платформы.

Морфологические особенности кристаллов изучены с помощью оптической (стереомикроскоп Zeiss Stemi SV 6) микроскопии. Катодолюминесцентные топограммы получены с использованием детектора Oxford Centaurus на СЭМ Leo-1430VP (ускоряющее напряжение 12—15 кВ, электронный пучок ~0.5 мА).

Инфракрасные спектры регистрировались на ИК-Фурье-спектрометре Bruker Vertex 70, оснащенном ИК-микроскопом HYPERION 2000. Локальные ИК-спектры записывались с апертурой 60×60 мкм в спектральном диапазоне 370–4000 см⁻¹, накопление 100 сканов с разрешением 4 см⁻¹. Содержания азотных дефектов рассчитывались по стандартной методике. Собственное решеточное двухфононное поглощение алмаза (12.3 см⁻¹ на 2030 см⁻¹) использовалось в качестве внутреннего стандарта [Zaitsev, 2001]. Разложение экспериментального спектра в диапазоне 1100–1350 см⁻¹ проводили на характерные (стандартные) линии поглощения различных азотсодержащих дефектов для того, чтобы определить относительный вклад каждого центра. Содержания азотных дефектов определяли на основе коэффициентов, предложенных в работах [Woods et al., 1990; Boyd et al., 1994, 1995].

Химический состав минеральных включений определялся на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100. При анализе использовались природные и синтетические стандарты. Измерения проводились при стандартных условиях съемки (ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 15 нА).

Изотопный состав углерода алмаза определяли на масс-спектрометре Finnigan Delta в режиме двойного напуска после окисления образца в чистом кислороде по методике [Reutsky et al., 2012, 2015]. Погрешность анализа δ^{13} С составила 0.1 ‰ (2 σ). Изотопные стандарты USGS-24 (графит с δ^{13} C = -16.05 ‰ VPDB), NBS-18 (кальцит с δ^{13} C = -5.01 ‰ VPDB) и NBS-19 (известняк с δ^{13} C = 1.95 ‰ VPDB) использовали для контроля процедуры подготовки проб. Все значения δ^{13} С приведены в международной шкале VPDB.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Морфологические особенности и специфическое мозаично-блочное строение алмазов из кимберлитовой тр. Зарница ранее были описаны [Ragozin et al., 2017]. Алмазы представлены темно-серыми



Рис. 3. Характерная мозаично-блочная внутренняя структура алмаза (обр. Zn-11) из тр. Зарница с отчетливым поликристаллическим строением ядерной части.

а — пластина в отраженном свете, б — разориентировки блоков, полученные методом ДОРЭ, в — углы разориентировки блоков.

вплоть до черных округлыми комбинационными кристаллами переходной между октаэдром и додекаэдроидом формы и сростками подобных кристаллов (см. рис. 2, *a-e*). Желтоватый и коричневатый оттенок некоторым алмазам придает вторичное экзогенное ожелезнение, развитое в тонких трещинах во внешних зонах кристаллов.

Как было отмечено выше, цвет алмазов определяется наличием в них значительного количества черных включений, непосредственно сама матрица представлена бесцветным прозрачным алмазом. Для исследованных алмазов характерны морфологические особенности, свойственные так называемым полуокруглым кристаллам [Бартошинский, Квасница, 1991]. Морфология кристаллов включает в себя: 1) октаэдрические грани с отчетливым ламинарным строением и дитригональными слоями, последовательно уменьшающимися в размерах к периферийным частям; 2) выпуклые комбинационные поверхности на месте ребер октаэдра, скульптурированные сноповидной штриховкой, представляющей торцы слоев на гранях октаэдра; 3) в некоторых кристаллах выпуклые гладкие округлые поверхности вблизи вершин (111), которые расположены гипсометрически ниже комбинационных поверхностей и дитригональных слоев на гранях (111). Морфология алмазов в ряде случаев осложнена округленными вершинами, глубокими шрамоподобными трещинами (каналами травления) и большим количеством мелких округлых углублений. Такие черты типичны для кристаллов, которые подверглись природному травлению [Хохряков и др., 2001].

Специфическое мозаично-блочное зонально-секториальное внутреннее строение алмазов из тр. Зарница ранее нами было зафиксировано поляризационно-оптическими методами, а также с помощью метода дифракции обратнорассеянных электронов (ДОРЭ) и катодолюминесцентной топографии [Ragozin et al., 2017]. Изученные алмазы демонстрируют макромозаичную внутреннюю структуру, они состоят из многочисленных (до 37) блоков (субиндивидов) (рис. 3). Разориентировка блоков друг относительно друга достигает значительных величин — до 47°. Большинство субиндивидов развиваются от ядерных частей к периферийным, увеличиваясь в объеме. Система субиндивидов формирует радиальную структуру, подобную описанной нами ранее для аллювиальных мозаично-блочных алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Однако, в отличие от алмазов V и VII разновидностей, внутренняя структура которых образовалась в результате процессов расщепления кристаллов [Ragozin et al., 2016а], формирование во многом сходных с ними алмазов из кимберлитовой тр. Зарница, вероятно, связано с другими причинами. Как было установлено, ядерные части алмазов из тр. Зарница имеют отчетливое поликристаллическое строение с многочисленными (>15 шт.) субиндивидами. Укрупнение последних от ядерных частей к периферийным и образование радиальной внутренней структуры происходили в результате развития первично-поликристаллических затравок, согласно закону геометрического отбора, сформулированному А.В. Шубниковым [1946]. Закон геометрического отбора состоит в том, что сначала на подложке нарастают одиночные разноориентированные кристаллы, которые с момента срастания начинают взаимно подавлять рост соседей. Другими словами, преимущественное развитие получают лишь те кристаллы (индивиды), направление максимальной скорости роста которых оказывается перпендикулярным поликристаллической подложке.

ик-спектроскопия

По характерным полосам поглощения в ИК-спектрах во всех изученных кристаллах определено присутствие азотных дефектов типа A и B1, а также пластинчатых образований плейтелитс — дефекта B2. Таким образом, исследованные алмазы относятся к широко распространенному среди природных

алмазов типу IaA/B. А-центр в алмазах представляет собой пару атомов азота, изоморфно замещающих углерод в соседних структурных позициях [Davies, 1976], а дефект B1 является группировкой четырех атомов азота тетраэдрически расположенных вокруг вакансии [Bursill, Glaisher, 1985]. Дефект B2 («platelets» или P-центр) является плоским, содержащим азот дефектом, ориентированным параллельно плоскости (100) толщиной в несколько атомов и варьирующим линейными размерами от нескольких нанометров до нескольких микрометров [Lang, 1964; Humble, 1982; Woods, 1986; Baker, 1998]. Общее



Рис. 4. Распределение общего содержания примесного азота и водорода в объеме алмазов: *а* обр. Zn-11, *г* — обр. Zn-5.

а, г — катодолюминесцентные топограммы, визуализирующие зональное строение кристаллов, показаны профили съемки ИК-спектров (1—9 — номер точки, где снимался спектр); б, д — распределения общего содержания азота (1) и степени его агрегации (2); в, е — распределение интенсивности полосы 3107 см⁻¹, связанной со структурной примесью водорода.





содержание азота (суммарные рассчитанные концентрации в форме дефектов А и В1) в изученных алмазах составляет от 0 до 1761 ррт. Степень агрегации азота меняется от 7 до 100 %, характерно понижение концентрации примесного азота и степени его агрегации от центральных участков кристаллов к периферийным. Помимо полос поглощения, соответствующих основным азотным центрам, в алмазах были зафиксированы дополнительные линии (3107 и 1405 см⁻¹), связанные с присутствием водорода. Самая интенсивная из дополнительных линий полоса 3107 см⁻¹ и связанный с ней максимум 1405 см⁻¹ относятся к колебаниям внутри винилиденовой группы (>C=CH₂), и наиболее вероятными местами для этой группы могут быть внутренние поверхности субмикроскопических полостей или включений [Woods, Collins, 1983]. Было также предположено, что связанные с водородом полосы поглощения 1405 и 3107 см⁻¹ в ИК-спектрах алмазов проявляются не просто из-за С-Н колебаний, а являются результатом валентных колебаний в комплексах с участием водорода и азота [Fritsch et al., 2007]. Наиболее сильное поглощение, зафиксированное на 3107 см⁻¹ в исследованных кристаллах тр. Зарница, составило величину ~ 29 см⁻¹ (ядерные части обр. Zn-5). Анализ локальных спектров свидетельствует о прямой корреляции интенсивности линии 3107 см⁻¹ со степенью агрегации азота и общей его концентрации во всех исследованных образцах. Так, например, в обр. Zn-11 интенсивность полосы 3107 см⁻¹ меняется от центральной части к краю кристалла от 6.0 до 0.3 см⁻¹, в этом же направлении фиксируется снижение общего содержания и степени агрегации азота (рис. 4, *а-в*). В обр. Zn-5 степень агрегации азота от ядра кристалла к его периферийным частям меняется от 84 до 35 % В, концентрация понижается от 1198 до 614 ppm, а интенсивность полосы 3107 см⁻¹ в этом же направлении падает от 29 до 0 (см. рис. 4, *г-е*). Кроме того, на ИК-спектрах некоторых образцов наблюдались широкие полосы поглощения с максимумами 3440 и 1650 см⁻¹, соответствующие валентным и деформационным колебаниям в молекуле воды. Такое поглощение наиболее вероятно связано с присутствием дисперсных микровключений, в состав которых входит молекулярная Н₂О.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

В исследованных алмазах из тр. Зарница зафиксированы включения перидотитового парагенезиса: оливин (8 шт.) и субкальциевые гранаты (3 шт.).

Оливины (рис. 5) являются самыми распространенными включениями в исследованных алмазах. Размер включений оливина колеблется от 20 до 35 мкм. Некоторые включения оливина окружены радиальными трещинами, не выходящими на поверхность алмаза-хозяина и повторяющими направления спайности в алмазе по (111). Морфология включений оливина в исследованных кристаллах алмаза из кимберлитовой тр. Зарница свидетельствует, что огранка кристаллов включений индуцирована алма-



зом, и большинство из них имеют элементы отрицательной огранки кристалла-хозяина (см. рис. 5). Необходимо отметить, что именно унаследование включением морфологии вмещающего алмаза во многих работах рассматривается в качестве наиболее обычного критерия сингенетического роста [Harris, 1968; Соболев и др., 1972; Бакуменко и др., 1984; Meyer, 1987; Пальянов и др., 1994; Taylor et al., 2003; и др.]. Следует отметить, что существует также альтернативное объяснение присутствия кристаллических включений с октаэдрической огранкой (отрицательные кристаллы) в алмазах, которое трактуется как перекристаллизация и самоогранение заполненных в результате механического захвата включений пор в равновесную форму отрицательных кристаллов [Мальков, Асхабов, 1978]. Химический состав включений оливинов в алмазах из тр. Зарница представлен в табл. 1. Содержания форстеритового минала (Fo = $100 \cdot Mg/(Mg+Fe)$) исследованных включений оливина варьирует от 91.9 до 93.3 мол. %, что типично для включений оливи-

Рис. 5. Включения оливина (*а*—*в*) в единой с алмазом полировке.

Изображения в обратнорассеянных электронах.

Таблица 1. 🛛 🕯	Содержания главных элементов во включениях оливина в алмазах из т	гр. Зар	эница
----------------	---	---------	-------

Компонент	Zn-7 (1)	Zn-7 (2)	Zn-6	Zn-11	Zn-8	Zn-9	Zn-15	Zn-12
SiO ₂ , мас. %	41.2	41.6	41.2	41.7	41.0	41.2	41.4	41.3
Cr ₂ O ₃	0.051	0.021	0.014	0.042	0.034	0.040	0.027	0.056
FeO	7.30	6.96	6.53	7.11	7.80	6.96	6.85	7.79
MnO	0.115	0.094	0.082	0.101	0.105	0.103	0.095	0.103
MgO	50.8	50.7	50.9	50.3	49.9	50.6	50.7	50.7
CaO	0.028	0.056	0.021	0.073	0.025	0.012	0.026	0.013
NiO	0.343	0.336	0.335	0.351	0.346	0.341	0.344	0.356
Сумма	99.8	99.8	99.1	99.7	99.2	99.3	99.4	100.3
Si, ф. ед.	1.002	1.009	1.005	1.014	1.006	1.006	1.008	1.002
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe ⁺²	0.149	0.141	0.133	0.145	0.160	0.142	0.139	0.158
Mn	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Mg	1.842	1.835	1.853	1.821	1.823	1.842	1.840	1.833
Са	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
Ni	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006
Fo, мол. %	92.5	92.8	93.3	92.6	91.9	92.8	93.0	92.1

Примечение. Fo = $100 \cdot Mg/(Mg+Fe)$. В скобках — номер включения.

на гарцбургитового парагенезиса [Sobolev et al., 2009]. Содержания NiO составляют 0.33—0.35 мас. %, что обычно для мантийных оливинов (рис. 6). Концентрации MnO (0.08—0.12 мас. %) также соответствуют оливинам гранатовых перидотитов [Sobolev et al., 2009] и являются более низкими, чем в оливинах шпинелевых перидотитов [O'Reilly et al., 1997].

В исследованных образцах зафиксировано три включения граната, которые обнаружены в одном алмазе (Zn-15). Включения гранатов по химическому составу весьма близки между собой и являются хромсодержащими (Cr₂O₃ от 5.1 до 5.4 мас. %) пиропами с пониженными содержаниями СаО (<1.6 мас. %). Составы включений граната приведены в табл. 2. Известно, что мантийные гранаты подразделяются по химическому составу на кластеры, которые предполагают сосуществование ИХ с определенными минералами и, соответственно, с определенными материнскими породами. Среди других типов мантийные гранаты классифицируются на лерцолитовые (G9) и гарцбургит-дунитовые (G10) [Соболев В.С., 1969; Соболев H.B., 1969; Sobolev et al., 1973; Grütter et al., 2004]. Исходя из содержаний CaO и Cr₂O₃ гранаты из включений в алмазе тр. Зарница попадают в поле гарцбургит-дунитового парагенезиса (рис. 7, а). По соотношению Са, Мд и Fe включения гранатов типичны для мантийных перидотитов и включений в алмазах (см. рис. 7, б). По сравнению с ранее опубликованными данными по

Габлица	 Содера 	жания і	главных	элементо	B BO	включе	ниях
	граната і	в алмаза	ах из тр.	Зарница	(обр	. Zn-15)	

ipunuru b uninusux no ipi supiniqu (oopi 2n 10)							
Компонент	1	2	3				
SiO ₂ , мас. %	42.2	42.2	41.8				
TiO ₂	0.007	0.002	0.009				
Al ₂ O ₃	19.3	19.3	19.4				
Cr ₂ O ₃	5.13	5.23	5.43				
FeO	6.99	6.91	7.03				
MnO	0.285	0.241	0.234				
MgO	24.1	24.1	24.2				
CaO	1.43	1.49	1.55				
Na ₂ O	0.001	0.004	0.001				
Сумма	99.4	99.4	99.7				
Si, ф. ед.	3.011	3.010	2.982				
Ti	0.000	0.000	0.000				
Al	1.621	1.622	1.631				
Cr	0.289	0.295	0.306				
Fe ⁺²	0.417	0.413	0.419				
Mn	0.017	0.015	0.014				
Mg	2.567	2.560	2.575				
Ca	0.109	0.114	0.118				
Na	0.000	0.001	0.000				
Mg #	86.0	86.1	86.0				
Ca #	3.5	3.7	3.8				

Примечание. Mg# = 100·Mg/(Mg+Fe), Ca# = 100·Ca/(Ca+Mg+ + Fe). 1—3 — номер включения.



Рис. 6. Диаграмма NiO—Fo для включений оливина из алмазов тр. Зарница.

Серая область — составы включений оливина из алмазов Якутской алмазоносной провинции, по [Sobolev et al., 2009].

включениям граната ультраосновного парагенезиса в алмазах из тр. Зарница [Bulanova et al., 1999] полученные в настоящей работе составы обеднены Cr и Ca. Так же как и включения оливина, гранаты в алмазе из тр. Зарница демонстрируют элементы отрицательной огранки алмаза-хозяина. На рис. 8 показаны включения гранатов в образце в единой с алмазом плоскости полировки, на поверхности они

имеют треугольную форму. Все обнаруженные включения гранатов имеют форму отрицательных «алмазных» октаэдров, ориентированных параллельно внешней огранке алмаза-хозяина.





а — диаграмма Cr₂O₃—CaO с полями классификации в соответствии с [Соболев Н.В. и др., 1969; Sobolev et al., 1973]; *б* — Ca— Mg—Fe диаграмма. *l* — наши данные, *2* — по [Bulanova et al., 1999].



Рис. 8. Три включения (1—3) граната с элементами отрицательной октаэдрической огранки в единой с алмазом полировке.

Изображения в обратнорассеянных электронах.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА

Данные исследования изотопного состава углерода алмазов из тр. Зарница представлены в табл. 3. Диапазон значений δ¹³C для исследованных алмазов близок к «среднемантийным» значениям: от -6.2

до -1.9 ‰ (среднее -4.2 ‰). Такие значения обычны для алмазов перидотитового парагенезиса из кимберлитов [Deines et al., 1991; Cartigny et al., 2001; Cartigny, 2005]. Полученные в настоящей работе новые данные согласуются с опубликованными ранее результатами по изотопному составу углерода алмазов из тр. Зарница, которые имели δ¹³C от +0.75 до -8 ‰ (среднее -4.2 ‰) [Bulanova et al., 1999]. Следует отметить, что для алмазов V разновидности из россыпей северовостока Сибирской платформы характерен резко облегченный изотопный состав углерода (от -17 до -25 ‰) [Коптиль, 1994; Рагозин и др., 2002, 2009; Shatsky et al., 2014, 2015]. Такой изотопный состав углерода и специфический набор минеральных включений (коэсит, рутил, санидин, кианит, пироп-альмандин-гроссуляровый гранат, клинопироксен [Афанасьев и др., 2009; Ragozin et al., 2016b]) алмазов V разновидности свидетельствуют о существенной роли субдуцированного на мантийные глубины корового материала на процессы их формирования.

Ofmanau	\$13C %	Содержание азота, ррт				
Образец	0 C, 700	min	max	среднее		
Zn-1	-4.1	117	361	239		
Zn-3	-6.0	361	1273	817		
Zn-4	-4.6	757	1611	1184		
Zn-5	-4.9	30	1198	614		
Zn-6	-1.9	1153	1761	1457		
Zn-7	-2.9	17	308	163		
Zn-8	-5.0	23	351	187		
Zn-9	-4.0	58	132	95		
Zn-10	-3.7	41	263	152		
Zn-11	-3.8	20	276	148		
Zn-12	-4.0	20	123	72		
Zn-13	-6.2	84	361	223		
Zn-15	-3.9	16	101	59		

Таблица 3. Изотопный состав углерода и содержания азота в алмазах тр. Зарница

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования минеральных включений в алмазах и алмазоносных ксенолитов в кимберлитах и лампроитах показали, что алмазы в основном находятся в парагенезисе с двумя типами пород верхней мантии: перидотитами (состоящими главным образом из оливина, ортопироксена, граната и диопсида) и эклогитами (гранат, омфацит) [Бобриевич и др., 1959; Алмазные месторождения..., 1959; Соболев В.С., 1969; Соболев, 1974; Harris, Gurney, 1979]. Впервые в мире состав гранатов из алмазоносных ксенолитов был определен именно для кимберлитов Якутии: из эклогита тр. Мир [Бобриевич и др., 1959] и из серпентинита тр. Айхал [Соболев В.С., 1969]. В серпентинитах высокохромистые субкальциевые пиропы определили их дунит-гарцбургитовый парагенезис. Установлены также вебстеритовая ассоциация высокобарических минералов, которая является промежуточной по составу между перидотитовой и эклогитовой [Соболев, 1983; Gurney et al., 1984], а также гранатовые пироксениты [Пономаренко и др., 1981]. Представления о парагенезисах кимберлитовых и лампроитовых алмазов выдержали проверку временем и рассмотрены в недавнем обстоятельном обзоре [Shirey et al., 2013]. Термобарометрические оценки алмазообразования, основанные на химическом составе включений и использовании различных геотермометров и геобарометров, позволили прийти к выводу, что алмазы кристаллизуются в поле своей термодинамической устойчивости [Соболев, 1974; Meyer, 1985; Harris, 1992]. Большая часть алмазов перидотитового парагенезиса образуется при температурах ~900—1300 °С и давлениях ~45—60 кбар, соответствующих глубинам ~140-200 км [Boyd, Finnerty, 1980; Meyer, 1985; Navon, 1999]. Включения эклогитового парагенезиса в алмазах фиксируют такие же или немного более низкие температуры [Navon, 1999].

Морфологические характеристики и условия образования природных алмазов до сих пор не удалось однозначно связать между собой. Это, вероятно, вызвано тем, что внешняя морфология отражает только последние стадии роста и может в значительной степени определяться процессами растворения и регенерации. Значительное количество данных, полученных к настоящему времени, свидетельствует о глубинном (мантийном) происхождении большинства природных алмазов, а кимберлиты и лампроиты только выносят алмазы на поверхность [Соболев, 1974; Меуег, 1985; Harris, 1992]. Изменение физико-химических условий в кимберлитовом расплаве (давления, температуры, фугитивности кислорода и др.) может приводить к преобразованию морфологии кристаллов алмаза в результате процессов растворения и магматической коррозии. О широкой распространенности процессов растворения, влиянию которых были подвергнуты многие природные алмазы, свидетельствуют такие детали микроморфологии, как шрамоподобные трещины (каналы травления) и треугольные ямки травления [Орлов, 1963; Бартошинский, Квасница, 1991; Хохряков и др., 2001, 2002]. Кривогранно-округлый кристалл ромбододекаэдрического габитуса (додекаэдроид) является конечной формой растворения алмаза [Орлов, 1984]. Экспериментальные данные по растворению кристаллов алмаза в системах, моделирующих природные парагенезисы, свидетельствуют, что растворение с образованием дитригональных слоев имеет место в мантийных условиях в интервале давлений 2.5—5.7 ГПа и при температурах 1100—1450 °C [Хохряков и др., 2001, 2002; Khokhryakov, Pal'yanov, 2007, 2010]. Несмотря на различия условий экспериментов и природных процессов, основные закономерности морфологической эволюции алмазов, вероятно, остаются неизменными. Изученные алмазы и экспериментально полученные частично растворенные кристаллы алмаза сходны по комплексу морфологических признаков. Подобие заключается в наличии дитригональных слоев, сноповидной штриховки, выпуклых гладких округлых поверхностей вблизи вершин кристаллов. Такое морфологическое подобие, а также меняющийся от кристалла к кристаллу габитус (от октаэдрического до округлого ромбододекаэдрического) могут говорить о том, что форма исследованных алмазов есть результат растворения в различной степени первоначально октаэдрических кристаллов. Относительное количество ювелирных, оптически прозрачных и однородных алмазов в тр. Зарница превышает такой показатель в трубках Удачная и Мир и составляет более 40 % [Spetsius, 1995]. Сравнительно большое количество крупных алмазов в трубке, вероятно, было следствием высокой степени нагрева в этом районе литосферной мантии [Ashchepkov et al., 2003], что могло привести к полному растворению мелких кристаллов.

Морфологические особенности исследованных алмазов, их окраска и наличие значительного количества включений в объеме кристаллов подобны описанным ранее алмазам V и VII разновидности, которые весьма широко распространены, а в ряде случаев превалируют в россыпях северо-востока Сибирской платформы [Граханов и др., 2007]. Следует отметить, что коренные источники алмазов из этих россыпей до настоящего времени не обнаружены. Кроме того, аналоги специфических алмазов V и VII разновидностей из россыпей не встречаются в известных кимберлитовых трубках Якутии. Наличие значительного количества механических примесей (черных включений графита и микротрещин с аморфным углеродом на стенках), неравномерно распределенных в объеме исследованных алмазов из тр. Зарница, также сближает их внешний облик с алмазами V и VII разновидностей. Однако в изученных алмазах тр. Зарница максимальная концентрация трехмерных дефектов фиксируется главным образом в ядерных частях, в то время как в алмазах V и VII разновидностей включения распространены во всем объеме кристаллов, за исключением отдельных секторов роста (100) [Ragozin et al., 2016а]. Кроме того, как было установлено ранее, в алмазах V и VII разновидностей подавляющее большинство черных включений представляют собой флюидные включения, на стенках которых отложен аморфный графитоподобный углерод [Томиленко и др., 2001; Рагозин и др., 2009].

Кроме того, особенности внутреннего строения алмазов из тр. Зарница также близки к алмазам V и VII разновидностей из россыпей, но эти кристаллы имеют принципиально другой механизм образования внутренней структуры. Показано, что темно-серые алмазы переходного габитуса из кимберлитовой тр. Зарница имеют специфическое зонально-секториальное мозаично-блочное внутреннее строение (см. рис. 3). Зафиксировано, что ядерные части исследованных алмазов имеют отчетливое поликристаллическое строение со значительной разориентировкой многочисленных субиндивидов. Более крупные субиндивиды, развиваясь от ядерных частей к периферийным и увеличиваясь в объеме, формируют радиальную структуру. Несмотря на сходное внутреннее строение изученных алмазов из тр. Зарница и алмазов из россыпей, формирование такой специфической внутренней структуры имеет различные механизмы образования. В отличие от алмазов V и VII разновидностей, внутренняя структура которых образовалась в результате процессов расщепления кристаллов, кристаллизация алмазов из кимберлитовой тр. Зарница происходила по иному механизму. Укрупнение субиндивидов от ядерных частей, имеющих отчетливое поликристаллическое строение, к периферийным и образование радиальной мозаичноблочной внутренней структуры происходили в результате развития индивидов на первично-поликристаллических затравках, согласно закону геометрического отбора, сформулированному А.В. Шубниковым [1946].

Таким образом, несмотря на значительное сходство внешней морфологии и внутреннего строения исследованных алмазов из кимберлитовой тр. Зарница и алмазов V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы, механизмы формирования внутренней структуры существенно различаются. Кроме того, эти группы алмазов различаются по содержанию изоморфной примеси азота. Несмотря на то, что и алмазы из россыпей, и изученные алмазы относятся к широко распространенному в природе типу IaA/B, содержания азота в них существенно различаются. Алмазы V и VII разновидностей содержат вплоть до 3300 ppm азота, в то время как максимальная концентрация азота в алмазах из тр. Зарница составляет 1761 ppm. Помимо этого, для алмазов V и VII разновидностей характерно увеличение содержания азота от центральных областей к периферийным, причем разница может превышать 1000 ppm [Ragozin et al., 2016а]. В противоположность этому, в алмазах из тр. Зарница фиксируется обычное для природных образцов снижение концентрации азота к периферийным частям, вплоть до

величин ниже пределов его обнаружения. Для исследованных алмазов из тр. Зарница характерно понижение концентрации примесного азота и степени его агрегации от центральных участков к периферийным (см. рис. 4). Такое распределение примесных центров обычно для природных алмазов и может быть объяснено на основе «отжиговой» модели формирования азотных дефектов, основным постулатом которой является трансформация дефектов в условиях верхней мантии в последовательности: $C \rightarrow A \rightarrow B1+B2$ [Jones, Goss, 2002]. Таким образом, распределение в объеме изученных кристаллов степени агрегации азота соответствует «отжиговой» модели, а снижение общего содержания азота от центральных частей к периферии кристаллов, вероятней всего, отражает истощение по азоту среды кристаллизации по мере формирования таких алмазов.

Для алмазов V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы характерен эклогитовый парагенезис минеральных включений и существенно облегченный изотопный состав углерода (от -20 до -25 ‰) [Коптиль, 1994; Рагозин и др., 2009; Shatsky et al., 2014, 2015]. В алмазах V и VII разновидностей установлены минеральные включения коэсита, рутила, санидина, кианита, пиропальмандин-гроссулярового граната, а также клинопироксена с варьирующим во включениях в различных кристаллах химическим составом (диопсид, омфацит и почти чистый жадеит) [Афанасьев и др., 2009; Ragozin et al., 2016b]. По сравнению с эклогитовыми алмазоносными парагенезисами, содержащими санидин и кианит, которые крайне редки, парагенезис коэситового эклогита значительно более распространен [Sobolev et al., 1999]. Благодаря таким особенностям россыпных алмазов V разновидности, как узкий диапазон значений δ¹³С и облегченный изотопный состав углерода в классификации Э.М. Галимова [1984], они были выделены в отдельную группу «у», чем было подчеркнута их генетическая обособленность от других алмазов. В отличие от алмазов V и VII разновидностей, обнаруженные минеральные включения в алмазах из тр. Зарница относятся к перидотитовому парагенезису. Полученные данные по изотопному составу углерода алмазов из тр. Зарница показывают диапазон δ^{13} C от -6.2 до -1.9 ‰ (среднее составляет -4.2 ‰, n = 13), близкий к «среднемантийным» значениям. В природных алмазах обнаружены широкие вариации значений δ^{13} C: от -41 до +5 ‰, однако большая часть алмазов (~72 %) характеризуется значительно более узким диапазоном δ^{13} C: от -2 до -8 ‰ (с максимумом -5 ± 1 ‰) [Shirey et al., 2013], что соответствует изотопному составу основных эндогенных форм углерода и аналогично диапазону, отображаемому в мантийных породах, таких как базальты срединно-океанических хребтов (MORB), базальты океанических островов (OIB), карбонатиты и кимберлиты [Galimov, 1991; Kirkley et al., 1991]. Установлена четкая взаимосвязь между изотопным составом углерода алмазов и типом парагенезиса минеральных включений [Соболев et al., 1979]. Оказалось, что все случаи значительного, аномального (>5 %)) обогащения и обеднения легким изотопом углерода относительно максимума кривой распределения δ^{13} С связаны с кристаллами, содержащими включения либо эклогитового, либо переходного (пироксенитового, вебстеритового) парагенезиса.

На рис. 9 представлено соотношение суммарного содержания азота и изотопного состава углерода исследованных мозаично-блочных алмазов из тр. Зарница и алмазов V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Алмазы из тр. Зарница располагаются в ограниченном секторе, где находятся значения, определенные для подавляющего большинства (~90 %) алмазов из кимберлитов разных регионов мира. В противоположность этому алмазы V и VII разновидностей формируют область, обособленную от алмазов из кимберлитов и лампроитов. Резко облегченный изотопный состав и высокие для природных алмазов содержания азота, которыми характеризуются алмазы V и VII разновидностей, в совокупности являются совершенно не типичными для алмазов из кимберлитов

и лампроитов. Последние с таким облегченным изотопным составом обычно являются безазотными или содержат примесь азота в относительно небольшой концентрации (не более 100—200 ppm). Это может служить подтверждением гипотезы о нетрадиционных и, возможно, некимберлитовых источниках россыпных алмазов

Рис. 9. Соотношение суммарного содержания азота ($N_{ofull} = N_A + N_{B1}$) и изотопного состава для алмазов из тр. Зарница (*1*) и алмазов V и VII разновидностей (*2*) из россыпей северовостока Сибирской платформы в сопоставлении с мировой базой данных алмазов из кимберлитов, по [Cartigny et al., 2001].



«эбеляхской» ассоциации (алмазы V, VII разновидностей и кубоиды II разновидности) [Зинчук и др., 1998, 1999; Афанасьев и др., 2011]. В пользу этой гипотезы свидетельствует тот факт, что кристаллы V и VII разновидностей, характерные для россыпей северо-востока Сибирской платформы, не встречаются в известных кимберлитовых трубках Якутской алмазоносной провинции. Кроме того, минералы (парагенетические спутники этих алмазов) не обнаружены в россыпях северо-восточной части Сибирской платформы, поскольку с ними ассоциируют пиропы, не относящиеся по составу к гранатам алмазной ассоциации и происходящие из многочисленных неалмазоносных или низкоалмазоносных кимберлитовых тел мезозойского возраста, широко распространенных в данном регионе [Коптиль, 1994]. В данном случае пиропы и другие кимберлитовые минералы, сопровождающие алмаз в этих россыпях, являются лишь миграционными спутниками, которые в процессе переотложения, возможно неоднократного, поступали во вновь формирующуюся россыпь в результате размыва неалмазоносных кимберлитов и некоторых других глубинных пород более поздних эпох магматизма [Афанасьев и др., 1999, 2011; Подвысоцкий и др., 2000].

Таким образом, несмотря на морфологическое подобие, состав материнских субстратов и процессы образования алмазов V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы и мозаично-блочных кристаллов из кимберлитовой тр. Зарница существенно различаются. Эти различия отражаются в парагенезисе включений, дефектно-примесном составе, изотопном составе углерода и механизмах формирования внутренней структуры. Мозаичная радиально-лучистая внутренняя структура также была описана в алмазах из кимберлитов, так называемых сферокристаллах, которые Ю.Л. Орлов с соавторами [1980] предлагали выделить в отдельную разновидность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные алмазы из тр. Зарница и экспериментально полученные частично растворенные кристаллы алмаза сходны по комплексу морфологических признаков. Подобие заключается в наличии дитригональных слоев, сноповидной штриховки, выпуклых гладких округлых поверхностей вблизи вершин кристаллов. Такое морфологическое подобие, а также меняющийся от кристалла к кристаллу габитус (от октаэдрического до округлого ромбододекаэдрического) могут свидетельствовать о том, что форма исследованных алмазов есть результат растворения в различной степени первоначально октаэдрических кристаллов и их сростков. Мозаично-блочное внутреннее строение, зафиксированное для алмазов тр. Зарница, сформировалось вследствие кристаллизации на поликристаллических затравках в соответствии с законом геометрического отбора.

Морфологические особенности исследованных алмазов, их окраска и наличие значительного количества черных включений в объеме кристаллов подобны описанным ранее алмазам V и VII разновидностей, которые широко распространены, а в ряде случаев превалируют в россыпях северо-востока Сибирской платформы. Мозаично-блочные алмазы из тр. Зарница, несмотря на близкую к алмазам V и VII разновидностей из россыпей северо-востока Сибирской платформы морфологию и подобие внутренней структуры, состав среды кристаллизации для этих алмазов, существенно различаются. Эти различия отражаются в парагенезисе включений, дефектно-примесном составе, изотопном составе углерода и механизмах формирования внутренней структуры.

В противоположность россыпным мозаично-блочным алмазам изученные кристаллы из тр. Зарница содержат включения перидотитового парагенезиса (оливины и субкальциевые хромсодержащие пиропы), имеют типичные для природных кимберлитовых алмазов содержания азота (0-1760 ppm) и распределения примесных центров в объеме образцов (в соответствии с «отжиговой» теорией степень агрегации азотных дефектов понижается от центральных частей к периферийным), а также характеризуются обычным «мантийным» изотопным составом углерода (среднее δ^{13} С для исследованных алмазов -4.2 ‰).

Авторы выражают благодарность академику Н.В. Соболеву и д.г.-м.н. В.П. Афанасьеву за ценные критические замечания.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0007, исследования внутреннего строения и дефектно-примесного состава алмазов V разновидности выполнены при поддержке РФФИ (грант 16-05-00614).

ЛИТЕРАТУРА

Алмазные месторождения Якутии / Ред. В.С. Соболев. М., Госгеолтехиздат, 1959, 527 с.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений, 1999, т. 41, № 3, с. 281—288. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 1998, т. 361, №3, с. 366—369.

Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия геол., 2002, № 1, с. 19—35.

Афанасьев В.П., Агашев А.М., Орихаши Ю., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Палеозойский U-Pb-возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2009, т. 428, № 2, с. 228—232.

Афанасьев В.П., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Коптиль В.И., Митюхин С.И., Герасимчук А.В., Помазанский Б.С., Горев Н.И. Полигенез алмазов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 335—353.

Бакуменко И.Т., Соболев Н.В., Хохряков А.Ф., Чепуров А.И. Ограненные включения в кристаллах алмаза // Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 6, с. 1461—1465.

Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев, Наук. думка, 1991, 172 с.

Бобриевич А.П., Смирнов Г.И., Соболев В.С. Ксенолит эклогита с алмазами // Докл. АН СССР, 1959, т. 126, с. 637—640.

Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. Природный алмаз—генетические аспекты. Новосибирск, Наука, 1993, 168 с.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Геохимия, 1984, с. 1091—1118.

Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2007, 457 с.

Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харькив А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 1, с. 175—179.

Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Араухо Д., Гриффин В.Л. Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1649—1664.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Принципы классификации и районирования территорий по алмазам (на примере Сибирской платформы) // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. геол., 1998, с. 208—225.

Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И. Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных месторождений // Руды и металлы, 1999, № 3, с. 18—30.

Коптиль В.И.. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 34 с.

Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаас Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный, НИГП АК «Алроса» (ПАО), 2015, 480 с.

Логвинова А.М., Вирт Р., Томиленко А.А., Афанасьев В.П., Соболев Н.В. Особенности фазового состава наноразмерных кристаллофлюидных включений в аллювиальных алмазах северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (11), с. 1634—1648.

Мальков Б.А., Асхабов А.М. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой (отрицательные кристаллы) — свидетели ксеногенности алмазов в кимберлитах // Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, р. 695—699.

Милашев В.А., Розенберг В.И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1974 (1), с. 61—73.

Моор Г.Г., Соболев В.С. К вопросу о сибирских кимберлитах // Минералогический сборник Львовского геологического общества, 1957, № 11, с. 369—371.

Орлов Ю.Л. Морфология алмаза. М., Изд-во АН СССР, 1963, 235 с.

Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М., Наука, 1984, 264 с.

Орлов Ю.Л., Бульенков Н.А., Мартовицкий В.П. Сферокристаллы алмаза — новый тип природных монокристаллов, имеющих волокнистое строение // Докл. АН СССР, 1980, т. 252, №3, с. 703—707.

Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Борздов Ю.М., Дорошев А.М., Томиленко А.А., Соболев Н.В. Включения в синтетическом алмазе // ДАН, 1994, т. 338, № 1, с. 78—80.

Подвысоцкий В.Т., Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Морфологические особенности индикаторных минералов из осадочных коллекторов и россыпей алмазов различных генетических типов Сибирской платформы. Мирный, ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», 2000, 72 с.

Пономаренко А.И., Специус З.В., Соболев Н.В. Новый тип алмазоносных пород — гранатовые пироксениты // Докл. АН СССР, 1981, т. 251, № 2, с. 438—441.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Рылов Г.М., Горяйнов С.В. Включения коэсита в округлых алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2002, т. 384, № 4, с. 509—513.

Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А. Новые данные о составе среды кристаллизации алмазов V разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // ДАН, 2009, т. 425, № 4, с. 527—531.

Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З., Ротман А.Я., Специус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 3—24.

Сарсадских Н.Н., Попугаева Л.А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе // Разведка и охрана недр, 1955, т. 5, с. 11—20.

Скузоватов С.Ю., Зедгенизов Д.А., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Купер К.Э. Особенности состава облакоподобных микровключений в октаэдрических алмазах из кимберлитовой трубки Интернациональная (Якутия) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 107—121.

Соболев В.С., Най Б.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Ксенолиты алмазоносных пироповых серпентинитов из трубки Айхал // Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1141—1143.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В. Парагенезисы алмазов и проблема глубинного минералообразования // Зап. ВМО, 1983, ч. 112, вып. 4, с. 389—397.

Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В. Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Докл. АН СССР, 1969, т. 189, №1, с. 162—165.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой в алмазах // Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 192—195.

Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения // Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 5, с. 1217—1220.

Солодова Ю.П., Подольских Л.Д., Литвин Л.Г., Кулакова В.М., Бутузов В.П., Самойлович М.И. Особенности строения природных алмазов V разновидности // Кристаллография, 1975, т. 20, с. 90—95.

Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Шебанин А.П. Вариации состава флюидной фазы в процессе кристаллизации природных алмазов // ДАН, 2001, т. 378, № 6, с. 802—805.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М., Недра, 1998, 555 с.

Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфологическая эволюция природного алмаза в процессах растворения: экспериментальные данные // ДАН, 2001, т. 380, № 5, с. 656—660.

Хохряков А.Ф, Пальянов Ю.Н., Соболев Н.В. Кристалломорфология как индикатор окислительно-восстановительных условий растворения природного алмаза при мантийных *PT*-параметрах // ДАН, 2002, т. 384, № 5, с. 670—673.

Шубников А.В. О законе геометрического отбора при образовании кристаллического агрегата // Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 9, с. 679—681.

Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 833—855.

Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Amshinsky A.N., Pokhilenko N.P., Rotman A.Y., Nikolaeva I.A., Palessky V.S., Saprykin A.I., Anoshin G.N., Khmel'nikova O.S. Minerals from Zarnitsa pipe kimberlite: the key to enigma of the mantle composition and construction // Plume and problems of deep sources of alkaline magmatism. Proceedings of Intrernational workshop. Irkutsk, Irkutsk State University, 2003, p. 20–38.

Baker J.M. A new proposal for the structure of platelets in diamond // Diam. Relat. Mat., 1998, v. 7, p. 1282—1290.

Boyd F.R., Finnerty A.A. Conditions of origin of natural diamonds of peridotite affinity // J. Geophys. Res. Solid Earth, 1980, v. 85, p. 6911–6918.

Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. The relationship between infrared absorption and the A defect concentration in diamond // Phil. Mag. B, 1994, v. 69, p. 1149—1153.

Boyd S.R., Kiflawi I., Woods G.S. Infrared absorption by the B nitrogen aggregate in diamond // Phil. Mag. B, 1995, v. 72, p. 351—361.

Bulanova G.P., Griffin W.L., Kaminsky F.V., Davies R.M., Spetsius Z.V., Ryan C.G., Andrew A., Zakharchenco O.D. Diamonds from Zarnitsa and Dalnaya kimberlites (Yakutia), their nature and lithospheric mantle source // Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference. Cape Town, Red Roof Designs, 1999, p. 49–56.

Burgess S.D., Blackburn T.J., Bowring S.A. High-precision U–Pb geochronology of Phanerozoic large igneous provinces // Volcanism and global environmental change / Eds. A. Schmidt, K.E. Fristad, L. Elkins-Tanton. Cambridge, Cambridge University Press, 2015, p. 47–62.

Bursill L.A., Glaisher R.W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type Ia diamond // Am. Miner., 1985, v. 70, p. 608—618.

Cartigny P. Stable isotopes and the origin of diamond // Elements, 2005, v. 1, p. 79-84.

Cartigny P., Harris J.W., Javoy M. Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of δ^{13} C–N concentrations in diamonds // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 185, p. 85–98.

Davies G. The A nitrogen aggregate in diamond — its symmetry and possible structure // J. Phys. C: Solid State Phys., 1976, v. 9, p. L537.

Deines P., Harris J.W., Gurney J.J. The carbon isotopic composition and nitrogen content of lithospheric and asthenospheric diamonds from the Jagersfontein and Koffiefontein kimberlite, South Africa // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 2615—2625.

Fritsch E., Hainschwang T., Massi L., Rondeau B. Hydrogen-related optical centers in natural diamond: An update // New Diamond Front. Carbon Technol., 2007, v. 17, p. 63–89.

Galimov E.M. Isotope fractionation related to kimberlite magmatism and diamond formation // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 1697—1708.

Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F. An updated classification scheme for mantlederived garnet, for use by diamond explorers // Lithos, 2004, v. 77, p. 841—857.

Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Orapa Mine, Botswana // Kimberlites II: the mantle and crust–mantle relationships / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 3–9.

Harris J.W. Recognition of diamond inclusions. 1. Syngenetic mineral inclusions // Ind. Diamond Rev., 1968, v. 28, p. 402-410.

Harris J.W. Diamond geology // The properties of natural and synthetic diamond / Ed. J.E. Field. London, Academic Press, 1992, p. 345-393.

Harris J.W., Gurney J.J. Inclusions in diamond // The properties of diamond / Ed. J.E. Field. New York, Academic Press, 1979, p. 555—591.

Humble P. The structure and mechanism of formation of platelets in natural type Ia diamond // Proc. R. Soc. London, Ser. A: Math. Phys. Eng. Sci., 1982, v. 381, p. 65–81.

Jones R., Goss J.P. Theory of aggregation of nitrogen in diamond // EMIS Data Rev. Series, 2002, v. 26, p. 127–129.

Khokhryakov A.F., Pal'yanov Y.N. The evolution of diamond morphology in the process of dissolution: Experimental data // Am. Miner., 2007, v. 92, p. 909—917.

Khokhryakov A.F., Pal'yanov Y.N. Influence of the fluid composition on diamond dissolution forms in carbonate melts // Am. Miner., 2010, v. 95, p. 1508—1514.

Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L., Hill S.J., Daniels L.R. The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds — a review // Appl. Geochem., 1991, v. 6, p. 477—494.

Klein-BenDavid O., Logvinova A.M., Schrauder M., Spetius Z.V., Weiss Y., Hauri E.H., Kaminsky F.V., Sobolev N.V., Navon O. High-Mg carbonatitic microinclusions in some Yakutian diamonds — a new type of diamond-forming fluid // Lithos, 2009, v. 112, p. 648—659.

Koreshkova M.Yu., Downes H., Levsky L.K., Vladykin N.V. Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite pipes, Siberia // J. Petrol., 2011, v. 52, p. 1857—1885.

Lang A.R. A proposed structure for nitrogen impurity platelets in diamond // Proc. Phys. Soc., 1964, v. 84, p. 871.

Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // Eur. J. Miner., 2008, v. 20, p. 317—331.

Meyer H.O.A. Genesis of diamond — a mantle saga // Am. Miner., 1985, v. 70, p. 344—355.

Meyer H.O.A. Inclusions in diamond // Mantle Xenoliths, 1987, p. 501—522.

Navon O. Diamond formation in the Earth's mantle // Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference / Eds. J.J. Gurney, J.L. Gurney, M.D. Pascoe, S.H. Richardson. Cape Town, Red Roof Design, 1999, p. 584—604.

O'Reilly S.Y., Chen D., Griffin W., Ryan C. Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry // Miner. Mag., 1997, v. 61, p. 257–269.

Ragozin A.L., Zedgenizov D.A., Kuper K.E., Shatsky V.S. Radial mosaic internal structure of rounded diamond crystals from alluvial placers of Siberian platform // Miner. Petrol., 2016a, v. 110, p. 861—875.

Ragozin A.L., Zedgenizov D.A., Shatsky V.S. Raman identification of mineral inclusions in specific rounded diamonds from the placers of northeastern Siberian Platform // XII International Conference GeoRaman-2016. Novosibirsk, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, 2016b, p. 125.

Ragozin A., Zedgenizov D., Kuper K., Palyanov Y. Specific Internal Structure of Diamonds from Zarnitsa Kimberlite Pipe // Crystals, 2017, v. 7, p. 133.

Reutsky V.N., Borzdov Y.M., Palyanov Y.N. Effect of diamond growth rate on carbon isotope fractionation in Fe–Ni–C system // Diam. Relat. Mat., 2012, v. 21, p. 7–10.

Reutsky V., Borzdov Y., Palyanov Y., Sokol A., Izokh O. Carbon isotope fractionation during experimental crystallisation of diamond from carbonate fluid at mantle conditions // Contr. Miner. Petrol., 2015, v. 170, p. 41.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Carbon isotopes and nitrogen contents in placer diamonds from the NE Siberian craton: implications for diamond origins // Eur. J. Miner., 2014, v. 26, p. 41—52.

Shatsky V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V. Diamondiferous subcontinental lithospheric mantle of the northeastern Siberian Craton: Evidence from mineral inclusions in alluvial diamonds // Gondwana Res., 2015, v. 28, p. 106—120.

Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. Diamonds and the geology of mantle carbon // Rev. Miner. Geochem., 2013, v. 75, p. 355—421. Smirnov G.I. Mineralogy of Siberian kimberlites // Int. Geol. Rev., 1959, v. 1, p. 21—39.

Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. N-rich fluid inclusions in octahedrally grown diamond // Earth Planet. Sci. Lett., 2014, v. 393, p. 39–48.

Smith E.M., Kopylova M.G., Frezzotti M.L., Afanasiev V.P. Fluid inclusions in Ebelyakh diamonds: Evidence of CO_2 liberation in eclogite and the effect of H_2O on diamond habit // Lithos, 2015, v. 216–217, p. 106–117.

Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // Contr. Miner. Petrol., 1973, v. 40, p. 39—52.

Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A. Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds // Int. Geol. Rev., 1999, v. 41, p. 129–140.

Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V. Petrogenetic significance of minor elements in olivines from diamonds and peridotite xenoliths from kimberlites of Yakutia // Lithos, 2009, v. 112, p. 701—713.

Spetsius Z.V. Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform // J. Geochem. Explor., 1995, v. 53, p. 25—39.

Taylor L.A., Anand M., Promprated P., Floss C., Sobolev N.V. The significance of mineral inclusions in large diamonds from Yakutia, Russia // Am. Miner., 2003, v. 88, p. 912–920.

Woods G.S. Platelets and the infrared absorption of type Ia diamonds // Proc. R. Soc. London, Ser. A: Math. Phys. Sci., 1986, v. 407, p. 219–238.

Woods G.S., Collins A.T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamonds // J. Phys. Chem. Solids, 1983, v. 44, p. 471—475.

Woods G.S., Purser G.C., Mtimkulu A.S.S., Collins A.T. The nitrogen content of type Ia natural diamonds // J. Phys. Chem. Solids, 1990, v. 51, p. 1191–1197.

Zaitsev A.M. Optical properties of diamond. Data handbook. Berlin, Springer Verlag, 2001, 502 p.

Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Shatsky V.S., Araujo D., Griffin W.L., Kagi H. Mg and Fe-rich carbonate-silicate high-density fluids in cuboid diamonds from the Internationalnaya kimberlite pipe (Yakutia) // Lithos, 2009, v. 112, p. 638—647.

Рекомендована к печати 2 ноября 2017 г. Н.В. Соболевым Поступила в редакцию 24 марта 2017 г.