

Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микроалмазов месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан

Л.И.ТРЕТЬЯКОВА, А.М.ЛЮХИН

На основе анализа геологических, петрографических, минералогических, кристаллографических, геохимических данных по алмазам и алмазоносным породам месторождения Кумды-Коль в Северном Казахстане показано импактно-космогенно-метасоматическое происхождение алмазов этого месторождения.

Ключевые слова: микроалмазы, месторождение Кумды-Коль, генезис алмазов, импакт, метаморфизм сверхвысокого давления, прогрессивный и регрессивный метаморфизм, метасоматоз.

Третьякова Людмила Иосифовна
Люхин Алексей Михайлович



ltretia@gmail.com
Lyuhin@yandex.ru

Impact-cosmic-metacomatic origin of microdiamonds from Kumdy-Kol deposit, North Kazakhstan

L.I.TRETIKOVA, A.M.LYUKHIN

On the basis of comprehensive analyses geological, petrological, mineralogical, crystallographic, geochemical data of microdiamonds and diamond-bearing rocks from Kumdy-Kol deposit have been proved impact-cosmic-metacomatic origin of diamonds from this deposit.

Key words: microdiamonds, Kumdy-Kol deposit, diamond genesis, impact, UHP metamorphism, prograde and regressive metamorphism, metasomatism.

В истории Солнечной Системы импактные процессы играют важную роль. Бомбардировки планет Солнечной Системы, включая Землю, метеороидами и кометами продолжаются в течение всей ее геологической истории и носят пульсационно-прерывистый характер. Первые надежные свидетельства крупномасштабных импактных событий в форме различных слоев сферул найдены в Южной Африке и Австралии, их возраст ~3,4 и ~2,5 млрд. лет соответственно (С.Кoeberl, 2006). Известно несколько больших импактных структур, образовавшихся 2100–700 млн. лет назад (Jordan, 2012), остальные – около 188 известных в настоящее время подобных структур моложе 700 млн. лет, из них основная часть имеет кайнозойский возраст. Поскольку на Земле в отличие от других планет Солнечной Системы большую роль играют эрозионные процессы, которые за многие миллионы лет могли уничтожить следы древних импактов, в действительности ударных кратеров значительно больше, они пока не все идентифицированы.

Любое столкновение космического тела с Землей оставляет следы на её поверхности. Важно находить и определять признаки внеземного вещества в земных породах и отличать их от следов древних геологических

процессов с помощью тщательных структурных дистанционных, петрографических, минералогических, геохимических исследований.

Известно отрицательное влияние импактов на биологическую эволюцию нашей планеты, один из примеров – удар метеороида в конце мелового периода, который уничтожил многие виды фауны, в том числе и динозавров. Влияние импактов на геологическую эволюцию Земли скорее положительное, благодаря им на Земле появились многие полезные ископаемые: алмазы, U, PЗЭ, руды Pt, Au, Fe, Ni, Cu, нефть, газ и др. Документированными земными импактами являются Cu-Ni месторождение Садбери (возраст 1850±3) (D.E.Ames et al., 2008), Au-U месторождение Витватерсранд, возникшее в результате импактного события Vrederfort 2023±4 млрд. лет назад (С.А.Вишневский, 2007).

Авторы считают, что и алмазы, найденные на Земле, доставлены на её поверхность космогенными источниками (астероиды, кометы) и (или) кристаллизовались in situ на затравках вещества, принесенного ими в условиях среды и за счет энергии, созданной импактным событием. В большинстве случаев имели место обе причины. В частности, месторождение Кумды-Коль и

территориально близкие и геологически подобные ему проявления алмазов Барчи-Коль, Сулу-Тюбе, Солдат-Коль и Кюлет, расположенные в Северном Казахстане, образовались в результате наклонного столкновения с Землей фрагментов кометы, распавшейся на части в земной атмосфере. Месторождение Кумды-Коль с запасами микроалмазов многие сотни миллионов карат – одно из наиболее изученных проявлений «метаморфических» алмазов на Земле. Рассмотрение геологических, петрографических, минералогических, геохимических признаков минералов и пород позволило авторам сделать вывод об импактно-космогенно-метасоматическом происхождении микроалмазов этого месторождения.

В настоящий момент существует пять гипотез генезиса микроалмазов месторождения Кумды-Коль. Их описание дано в работах [1, 2, 7] и др. и здесь не рассматривается.

Геологическое строение месторождения микроалмазов Кумды-Коль приводится по данным источников [1, 2, 7]. Месторождение располагается в пределах Северо-Казахстанской рудной провинции и приурочено к Кокчетавскому массиву.

Докембрийский фундамент (вмещающие породы месторождения) сложен гранат-биотитовыми и двуслюдяными протерозойскими гнейсами (~1900–2600 млн. лет). Возраст метаморфического события сверхвысокого давления, явившегося причиной изменения вмещающих алмазы пород и алмазообразования – кембрийский (~517–527 Ma), а возраст линз лейкократовых гранитов – поздний кембрий–ордовик [2, 16].

Породы рудной зоны – алмазоносные метасоматически измененные метаморфизованные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы (с графитом, сульфидами, водой, оксидами железа, РЗЭ), с линзами кварцевых, карбонатных, гранат-пироксеновых пород, измененных эклогитов обогащены Au, U, Ti. Алмазоносные породы переслаиваются с безрудными, безграфитовыми регионально метаморфизованными гранат-биотитовыми гнейсами или линзами инъекционных гранитов. Это означает, что гнейсы образовались в результате регионального метаморфизма на ~2 млрд. лет раньше, а граниты на несколько миллионов лет позже формирования рудной зоны месторождения.

Алмазоносная зона имеет сложное линзовидно-блоковое строение. На фоне ее линзовидно-полосчатого строения выделяются блоки пород различного состава. Рудная зона представлена моноклинально залегающим, крутопадающим (угол падения 60–80°), пластобразным телом северо-восточного простирания с незакономерно чередующимися рудными (с разным содержанием алмазов) и безрудными участками. На юго-западном фланге месторождения оно протягивается

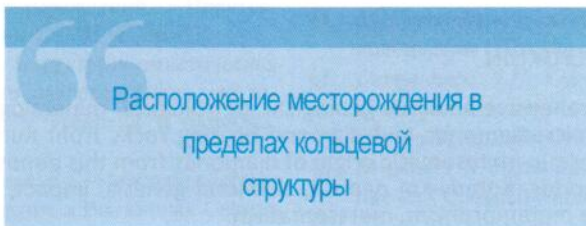
на дневной поверхности в виде полосы на расстояние ~1300 м при ширине ~40 м и до ~250 м – на северо-восточном (то есть расширяется по направлению к оз. Кумды-Коль). Выклинивается на глубине ~300 м. Рудная зона ограничена разломами северо-восточного, север–северо-восточного и широтного простираний, образующими единую тектоническую зону дробления и трещиноватости. Вмещающие породы брекчированы, имеют бластомилонитовую и бластокатаклазитовую структуры и сцементированы тонкозернистой массой [2], (Л.Д.Лаврова и др., 1997).

Распределение алмазов (размер 10–60 мкм) в породах рудной зоны не имеет четких литологических и пространственных границ. Критерием алмазоносности пород является их интенсивный метасоматоз, алмазы встречаются во всех типах метасоматитов в виде вкрапленников во все минералы и межзерновое пространство. Алмазы всегда приурочены к трещинам в породах и минералах, они не замещают ранее существовавший минерал, но заполняют пустоты в микротрещинах породообразующих минералов, включая их эпигенетические (более поздние) разновидности. Содержание алмазов возрастает в северо-восточном направлении к

центру кольцевой структуры. По данным работ [2 и др.] высокоалмазоносные породы отмечены в ксенолите гранат-пироксеновой породы, находящемся в теле лейкократовых гранитов, расположенных к северу от рудной зоны месторождения. Порода

представляет собой крупнозернистый агрегат граната (пироп-гроссуляр-альмандин) 30%, пироксена (диопсид-салит) 60% и кварца+полевого шпата ~10%. В небольших количествах присутствуют амфибол и акцессорные минералы – рутил, сфер, циркон. Кроме того, алмазы обнаружены в глыбе на берегу оз. Кумды-Коль, состоящей из пироксен-флогопит-карбонатной породы, а также в линзах и маломощных пластах аналогичного состава среди гнейсов рудной зоны, имеющих бластомилонитовую структуру и состоящих из клинопироксена (диопсид) 20–40%, флогопита 10–20% и карбонатов (кальцит и доломит). К высокоалмазоносным породам относятся также гранат-биотитовые измененные гнейсы, слагающие основную часть (80%) рудной зоны [2], (Л.Д.Лаврова и др., 1997).

К алмазоносным породам также относят: а) гранат-биотит-амфиболовые породы, обычно наблюдающиеся на контактах гранат-биотитовых гнейсов с эклогитами или гранат-пироксеновыми метасоматитами. Эти породы с массивной текстурой состоят (в %): из граната (пироп-гроссуляр-альмандин) 20, биотита 15, зеленой роговой обманки 25, сфена 5, кварц-полевошпатового агрегата; б) алмазоносные ортоклаз-пироксеновые, пироксеновые, гранат-пироксеновые и пироксен-карбо-



натные породы, образующие маломощные линзы и изометрические тела в рудной зоне. Породы имеют такситовую текстуру (по-видимому, имело место плавление исходных пород) и содержат (в %): пироксен (диопсид-салит) 60, сфен 5, ортоклаз 35.

Сценарий и признаки импактного события. Космическое изображение территории (рис. 1) показывает, что месторождение Кумды-Коль расположено в пределах кольцевой структуры диаметром ~4,0 км, по форме и размерам сопоставимой с небольшим ударным кратером [4], (А.М.Луяхин, 2012). Авторы предполагают, что рудная зона месторождения начала формироваться на пике метаморфизма сверхвысокого давления, условия которого были спровоцированы ударом кометы, летевшей по направлению с северо-востока на юго-запад и столкнувшейся с Землей под косым углом [4], (А.М.Луяхин, 2012, Н.Ж.Мелеш, 1989). Доказательством служат образовавшаяся в результате удара четко выраженная кольцевая структура и сопутствующая ей зона дробления и трещиноватости, сформированная породами, образованными при механическом дроблении и разрушении со структурами автокластических пород, расширяющаяся по направлению к оз. Кумды-Коль и выклинивающаяся на глубине ~300 м. Подчеркнем, что содержание алмазов в рудной зоне возрастает в северо-восточном направлении к центру кольцевой структуры.

Вещество ядра кометы, подобное углестому хондриту, включающему в себя частицы звездной пыли,

presolar зерна (зерна, имеющие аномальный изотопный состав по сравнению со средним составом материала Солнечной системы, которые не могли образоваться в результате ядерных процессов – радиоактивного распада, расщепления, вызванного космическими лучами, идентифицируются как Presolar, T.L.Dalton et al., 1996). К ним относятся зерна алмазов, SiC, графита, Si_3N_4 , Al_2O_3 , MgAl_2O_4 , $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$, TiO_2 , $\text{Mg}(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$, силикатов, TiC, Fe-Ni, замороженные газы – C-H-O-N [19], (D.D.Clayton, L.R.Nittler, 2004, T.L.Dalton et al., 1996, R.M.Hough et al., 1995, U.Ott, 1993), наноалмазы с аномальным содержанием благородных газов – He, Ne, Ar, Xe [19, 14, 9], (С.Коеберл, 1998) и рассеянные элементы (K, Na, S, P, Pb, Nb, Cl, Zn, Ni, Zr, Ti, Th). Под огромным давлением вещество ядра кометы было вприснуто в породы мишени, став импактно-космогенным источником зародышей алмазов и (или) самих алмазов [4], (А.М.Луяхин, 2012).

Рост алмазов происходил в условиях регрессивного метаморфизма в течение короткого времени сразу после импакта за счет сверхнасыщенного углеводородами флюид-расплава, когда давление резко упало, а температура медленно понижалась. Флюид-расплав был сформирован в процессе столкновения из водно-парового хвоста кометы (состав которого C, CH, CH_3 , CN, HCN, N, NH_3 , H_2O) [10] и смеси тонкодисперсного вещества ядра кометы с парами расплавленных пород мишени.

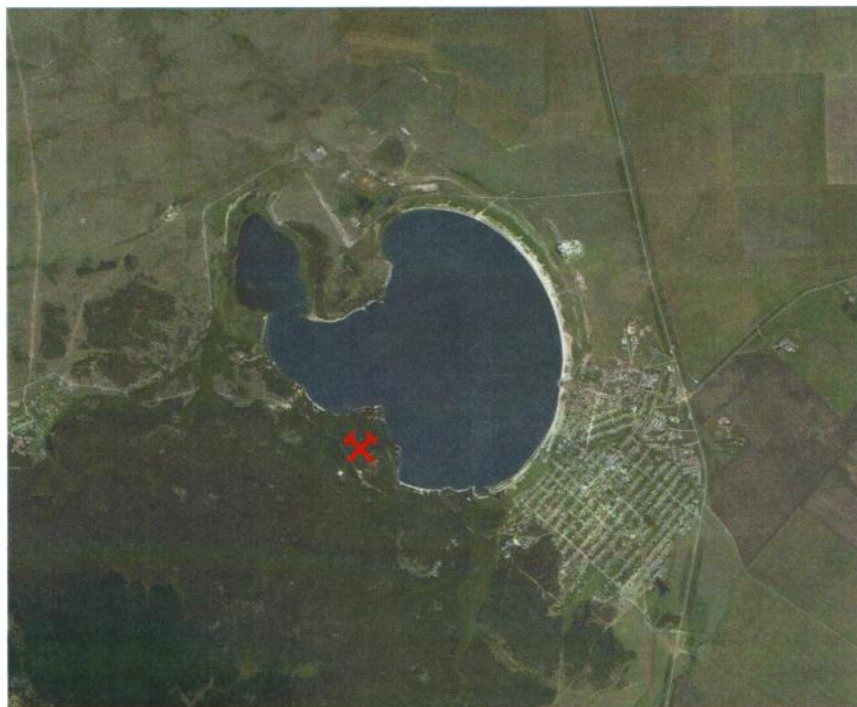


Рис. 1. Космическое изображение района месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан [26]

Рассмотрим особенности строения и состава алмазов и сопутствующих им минералов, подтверждающих космогенную природу месторождения Кумды-Коль.

Автографы ударного давления и прогрессивного метаморфизма пород мишени характеризуются включениями минералов сверхвысокого давления – алмаза, лонсдейлита, коэсита, омфацита в породы мишени, наличием принесенных кометой муассанита (SiC) и сферул графита [17], закаленных металлических частиц – магнетита, гематита, вюститита, троиллита, α -Fe, Ni-Fe в алмазных породах. Указанные условия подтверждаются также существованием катионных обменов в ударно-активированных фазах при замещениях: $2Al^{3+} \rightarrow [(Mg, Fe)^{2+} + Ti]$ или $(Ca+Al) \rightarrow (Na+Ti)$ в гранатах, наличием избытка Si в клинопироксенах при замещении $1,5 Si^{4+} \rightarrow (Mg^{2+} + Na + Al^{3+})$ [25], о чем свидетельствуют высокие содержания Na и Ti в гранатах, K и Na в клинопироксенах [16], Al и Si в сфенах, Al в фенгитах [25], (R.Y.Zwang and G.J.Liou, 2001). Разделение Fe-Mg между клинопироксеном и гранатом дает пик температур $\sim 985\text{--}1045^\circ\text{C}$ для ядро-ядро и $\sim 800\text{--}1000^\circ\text{C}$ оболочка-оболочка пар при $P > 40$ кбар для алмазосодержащих пород [25]. Амфибол со значительным компонентом К-рихтерита [25] и минеральная ассоциация доломит+диопсид+гранат (+арагонит) \pm алмаз в доломитовых мраморах [22] согласуются с происхождением при высоком давлении. Все это указывает на воздействие на эти породы ударной волны с пиковым давлением $\geq 40\text{--}50$ кбар.

Условия регрессивного метаморфизма возникли при резком уменьшении давления и медленном понижении температуры пород после импакта. Образовавшийся флюид-расплав способствовал метасоматическому изменению пород мишени. Это прослеживается по образованию оболочек графита на алмазах [17], псевдоморфоз шестоватого кварца по коэситу (C.D.Parkinson, 2000), реакционных каемок (симплектитовых сростаний) клинопироксена и шпинели на гранатах [16], (I.Katayama et al., 2000, 2002), биотит-полевошпатовых и плагиоклаз-амфиболовых симплектитов вокруг клинопироксенов и гранатов, замещению граната биотитом, что что служит маркером амфиболитовой фации метаморфизма ($T 650\text{--}680^\circ\text{C}$, $P < 10$ кбар) [25], (R.Y.Zwang and G.J.Liou, 2001).

Произошедшие во время декомпрессии фазовые переходы в твердом состоянии кристалл-кристалл характеризуются распадом твердого раствора кварца, фенгита и калишпата в клинопироксене [16], образованием пластинок ильменита в оливине и клинопироксене, магнетита в оливине и клиногумите [12, 16], (I.Katayama et al., 2002), ламелей коэсита в титаните и диопсиде [22], (Y.Ogasawara et al., 2002). Образование кальцита из доломита при распаде твердого раствора и присутствие в матрице

хлорита и актинолита отвечают зеленосланцевой ступени метаморфизма при $T \sim 420^\circ\text{C}$ и $P \sim 2\text{--}3$ кбар. [25].

Алмазосодержащие зональные гранаты и цирконы содержат минеральные включения, захваченные как в прогрессивную, так и регрессивную стадии метаморфизма. В некоторых гранатах по направлению от ядра к оболочке уменьшаются содержания MgO, TiO₂ и Na₂O и увеличиваются – FeO, CaO, MnO. Включения и зональность граната отражают прогрессивные P-T условия в их центральных частях и регрессивные при образовании келифитовых каемок. Включения в гранатах из алмазосодержащих гнейсов с изменчивым парагенезисом главных минералов (гранат \pm биотит \pm кварц \pm плагиоклаз \pm К-полево шпат \pm цоизит \pm хлорит \pm турмалин \pm кальцит) и второстепенных (апатит, рутил, циркон) представлены алмазом, графит+хлоритом (или кальцитом), фенгитом, клинопироксеном, калишпатом, биотитом, рутилом, сфеном, цирконом. Включения алмаза, доломит \pm графита, клинопироксена, биотита идентифицированы в гранате из алмазосодержащих доломитовых мраморов (доломит+диопсид \pm гранат+флогопит) (перечень минералов включений в зональ-

ных гранатах приведен по направлению от центра к периферии гранатов) [25].

Циркон – лучший контейнер минералов сверхвысокого давления, что обусловлено P-T диапазоном стабильности, механической устойчивостью и нахождением его как

аксессуарного минерала в метаморфических породах. Распределение включений в цирконе дает возможность проследить определенную метаморфическую зональность. Наиболее часто в цирконах месторождения наблюдается унаследованное ядро, широкая мантия и наружная оболочка, каждая с отчетливым парагенезисом микровключений. Минералы низкого давления – включения графита, кварца и альбита обычны в унаследованном ядре и тонкой наружной оболочке, в зоне между ядром и оболочкой циркона присутствуют минералы, образующиеся при сверхвысоком давлении: алмаз, коэсит и жадеит [16], (I.Katayama et al., 2000).

Углерод представлен микроалмазами (10–60 мкм), графитом (тесно связанный sp^3 гибридный углерод (алмаз) с подчиненным количеством sp^2 углерода (графит)), алмаз-лонсдейлит-графитовыми сингенетическими сростаниями (Т.Г.Шумилова и др., 2012) (лонсдейлит диагностируется в большинстве Раман-спектров алмазов месторождения по уширению и сдвигу в сторону меньших волновых чисел полосы $1332,5\text{ см}^{-1}$ и рассматривается как космический импакт-маркер [4]), чаонитом, α - и β -карбинами и скелетными рентгеноаморфными формами [2, 7], (Т.Г.Шумилова и др., 2012). Состав углеродного вещества сравним с таковым presolar наноалмазов хондритов и частиц космичес-

66
Признаки прогрессивного, ударно-активированного (УНР) и регрессивного метаморфизма и метасоматоза пород МИШЕНИ

кой пыли (IDP) (F.J.M.Rietmeijer, I.D.R.Mackinnon, 1987).

Графит содержится в виде единичных кристаллов, зерен в ядрах алмазов (затравки), оболочек вокруг алмазных зерен, сингенетических включений в алмазах, сростаний с алмазом, сульфидами и другими минералами [7], капелек в ядре граната, агрегатов, чешуек в матрице (Y.Hashiguchi et al., 2006), сферул [17], развивается по трещинам и заполняет пустоты в минералах и матрице сильно измененных пород.

Алмаз характеризуется многообразием морфологических типов: кубы, комбинированные формы – скелетные, розетковидные, сфероидальные кристаллы, агрегаты идиоморфных кристаллов, редкие октаэдры, двойники [7]. Кристаллы алмаза зональные, ядра и оболочки отличаются по морфологии, изотопному составу углерода и азота (Y.Hashiguchi et al., 2006), концентрации и агрегации азота [21]. Слабая и уширенная Рамановская полоса алмаза 1332 см^{-1} в ядрах и интенсивная, узкая в промежуточной зоне – свидетельство присутствия разных фаз углерода, микропримесей в ядрах алмаза и признак их двухстадийного роста. Дислокации в алмазах имеют тенденцию расходиться лучами от цент-

ральной точки зерна к ограненным наружным частям [15], (S-L.Hwang, 2003), наблюдается их аномальное дву-преломление, обусловленное напряжением, несколько различное в ядрах и оболочках алмазов.

Включения микроалмазов в минералы и породы представлены единичными кристаллами, сингенетическими сростаниями со всеми породообразующими минералами, наиболее часто образуются агрегаты алмаз+графит; алмаз+апатит+клинопироксен; алмаз+гидратные фазы – флогопит и фенгит; сростания коэзита с алмазом.

Изотопный состав углерода алмазов. Диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ ($-8,9\text{...}-27\text{‰}$) [3] алмазов сравним с $\delta^{13}\text{C}$ ($-5\text{...}-31\text{‰}$) наноалмазов из примитивных метеоритов [13], (S.S.Russell, 1991). В некоторых микроалмазах наблюдаются зоны, для которых характерны разные значения $\delta^{13}\text{C}$: ядра имеют более тяжелые значения $\delta^{13}\text{C}$, а оболочки более легкие [22], что указывает на двухстадийность их образования. В доломитовых мраморах значения $\delta^{13}\text{C}$ алмаза ($-26,9\text{...}-8,3\text{‰}$) отличаются от $\delta^{13}\text{C}$ ($-7\text{...}-1\text{‰}$) кальцита этих пород [3, 15]. Алмазы из гнейсов имеют более легкие значения $\delta^{13}\text{C}$, чем таковые из пироксен-карбонатных и гранат-

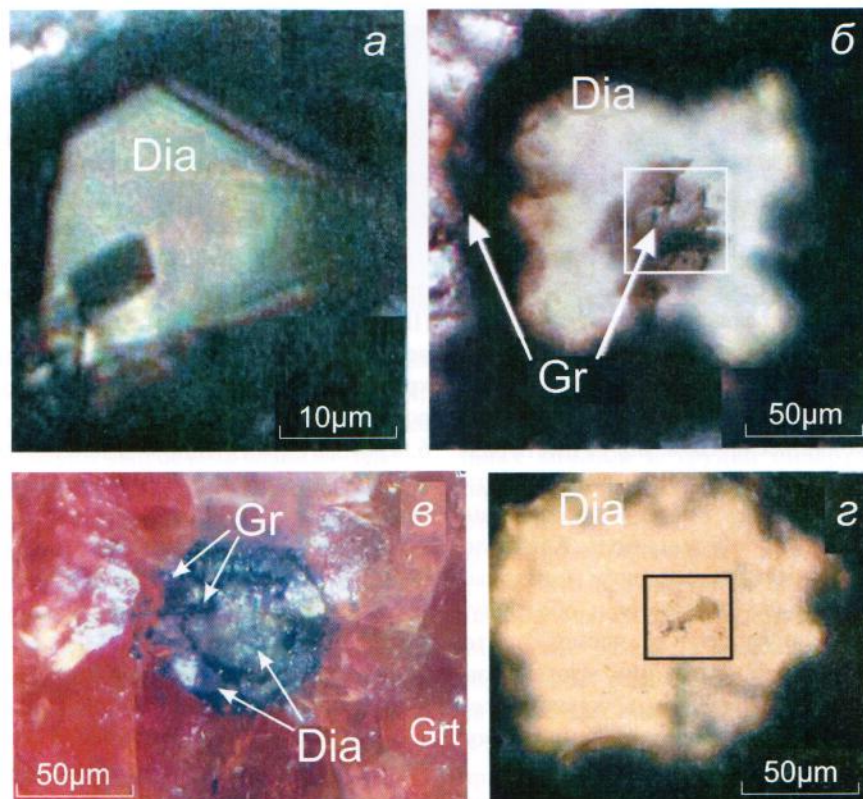


Рис. 2. Морфология и зональность микроалмазов [17]:

а, б – затравки в центре кристаллов (sp^3+sp^2) – графит, промежуточные зоны – алмаз с видимыми зонами роста и оболочки – графит; в – сложные условия роста – наружная и внутренняя оболочки графита на и в алмазе; г – нановключения в микроалмазе

пироксеновых пород. Разнообразие модификаций углерода и состава его изотопов позволяет допустить происхождение отдельных групп алмазов из разных (или смешанного) источников углерода в породах [3]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ графита более легкие, чем у алмаза [3], что не подтверждает гипотезу происхождения алмаза из графита для этого месторождения.

Включения в алмазах. Протогенетические нановключения углерода в алмазах представлены углеродными фазами (sp^3+sp^2), они служат затравками для последующего роста алмазов (рис. 2). Не исключено, что часть углерода образовалась в результате графитизации принесенных кометой алмазов непосредственно при импактном событии. Алмаз осаждался на этих затравках во время изменения условий среды от прогрессивного к регрессивному метаморфизму и очень непродолжительное время.

Необычные нановключения, извлеченные из микроалмазов, найденных в гранатах представлены твердыми фазами SiO_2 (с рассеянными элементами Al, Fe, Cr, K, S, Ca), TiO_2 (с рассеянными элементами N, Fe, Cr, Ca, Zn, K, S, P, Pb, Si), Cr_2O_3 (с рассеянными элементами Fe, Al, Ti, K, P), Fe_xO_y , (два набора рассеянных элементов (Al, K, Ca) и (Si, Cl, S, Mg)+(Al, Si, P, Ni, Fe), обогащенными ферропироксенами, Ca-Ti-цирконами, Th_xO_y , BaSO_4 . Определено одно включение, стехиометрически соответствующее ферросилиту с малым количеством энстатитового компонента ($\text{Fe}_{1,60}, \text{Mg}_{0,14}, \text{Ca}_{0,09}, \text{Al}_{0,08}, \text{Al}_{1,91}, \text{Si}_{1,930}, \text{Al}_{0,07}$)- 2O_6 [11]. Нановключения представляют сосуществующие разновидности редких минералов (не являющихся порообразующими за исключением SiO_2) с необычными наборами рассеянных элементов. Даже два нановключения, находящиеся рядом, могут иметь различающиеся наборы рассеянных элементов [11]. Эти данные поддерживают нашу гипотезу образования микроалмазов месторождения Кумды-Коль. Как было показано выше, микроалмазы в основном зональны, они имеют ядро, промежуточную зону и оболочку. Ядра алмазов сформировались в космосе, что подтверждается присутствующими в них экзотическими нановключениями и разнообразным набором рассеянных элементов, то есть они имеют внеземное происхождение, отражая состав вещества кометы.

Сингенетические нановключения в микроалмазах. Промежуточная часть алмазов кристаллизовалась из флюида, в них включения представлены жидкими фазами K-C-OH флюида с высоким содержанием K и Ca, растворенными фосфатами, хлоридами, сульфатами (сульфидами) и рассеянными элементами (Si, Fe, Ni, Ti, Cr, Zr, Ba, Mg, Th, Na, Pb, Zn, Nb, Al), а также нанокристаллами карбонатов и силикатов [11,

15] и расплавленного стекла во флюиде [15]. В таких включениях не исключено присутствие азота [21]. Химический состав стекла и жидких включений зависит от состава пород: включения Si-P-K-стекла с высоким содержанием Si и низким K характерны для алмазов из гнейсов, а включения K-Si-флюида с высоким содержанием K и низким Si – для алмазов из доломитовых мраморов [15], (S-L.Hwang et al., 2005). Сложные сингенетические включения в алмазах представлены жидкими и твердыми субмикроскопическими фазами – флюид+наноалмазы+сульфиды Fe, Co, Ni, Zn+различные порообразующие минералы [15]. Оболочка микроалмазов, как правило, графитизирована в связи с изменением условий кристаллизации, но и внутри алмазов наблюдаются признаки графитизации – взаимные прорастания алмаза и графита, переслаивание этих фаз [7], что указывает на периодические изменения условий кристаллизации.

Благородные газы в алмазах. Микроалмазы и метасоматические алмазоносные породы месторождения Кумды-Коль обогащены He, Ne, Ar, Xe [5, 6, 23, 24]. Экстремально высокое содержание ^3He наблюдается в матрице алмазов и в нановключениях, которые сохранили автографы инертных газов, захваченных при образовании алмазов, а также в алмазоносных метасоматитах и минералах из этих метасоматитов [6, 24]. Значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в алмазах (в ‰) месторождения варьируют от $7 \cdot 10^{-1}$ до $8 \cdot 10^{-9}$ [5, 6, 23] и

превышает значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (частиц космической пыли (IDP) $>10^{-4}$), атмосферы Земли ($1,4 \cdot 10^{-6}$), солнечного ветра ($4,3 \cdot 10^{-4}$), базальтов срединного океанического хребта MORB ($1,1 \cdot 10^{-5}$), базальтов океанических островов OBI ($0,7 \cdot 10^{-4}$), мантийных магм ($4 \cdot 10^{-6}$ и $>10^{-5}$) [5, 6, 8, 14, 23]. (M.D.Kurz, W.J.Jenkins, 1981).

Высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в алмазах получены при освобождении He в относительно низком температурном диапазоне (200–1100°C) во время отжига в вакууме [5, 23], а не во время сжигания алмаза в контролируемой кислородом атмосфере (A.B.Verchovsky et al., 1993). Количество «избыточного» ^3He и значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ зависят от размера зерен алмаза в алмазных фракциях: наибольшая часть ^3He освобождается из самой мелкой фракции (<14 мкм) при низких температурах (500–800°C) и меньшая – при высоких (1500–1700°C). Наоборот, ^4He предпочтительно освобождался, когда алмазы были нагреты до температуры близкой к T графитизации алмаза (~2000°C) и (или) во время сжигания более крупных (>60 мкм) фракций. Термический отжиг при разных температурах свидетельствует о разном положении атомов этих изотопов в кристаллах алмаза (большинство атомов ^4He находится в решетке алмазов, а ^3He – во включениях), что указывает на

Присутствие минеральных включений
высокого и низкого давления в алмазах и
минералах вмещающих пород

разную их природу. Концентрация ^4He во фракциях разного размера алмазов показывает обратную корреляцию с радиусами зерен и более высокую концентрацию в наружных слоях алмазов, чем в ядрах. Происхождение ^4He объясняется имплантацией α -частиц при распаде ^{238}U [6], (M.D.Kurz, W.J.Jenkins, 1981, A.V.Verchovsky et al., 1993) (породы месторождения отличаются повышенным содержанием U). Возможными причинами высокого содержания ^3He могли ли быть ядерная реакция или облучение солнечной радиацией [5], что исключено самими авторами, которые объясняют высокое содержание ^3He в алмазах его концентрацией в не выявленных «загрязнителях». Авторы этой работы считают, что «загрязнителями» являются нановключения в алмазах. Это подтверждается при исследовании гранат-пироксеновых алмазоносных пород Ю.А.Шуколюковым и др. [6]. Наличие избыточного ^3He – специфическая особенность этих пород, в которых присутствуют несколько минеральных фаз-носителей как ^3He , так и ^4He . ^3He содержится не только в микроалмазах, но и в выделенных из кислотного остатка минеральных фазах – граната, пироксена, акцессорных – рутила, сфена, сульфидов [6]. Один из носителей ^4He в этих породах – циркон, U-содержащий устойчивый минерал.

Алмазы месторождения характеризуются высоким содержанием водорода, поэтому предшественником He в алмазах мог быть и изотоп водорода – тритий, в результате β -распада которого и в связи изменением состава флюида во времени могла возникнуть зональность изотопного состава гелия в образовавшихся алмазах, подобно изотопной гетерогенности углерода в алмазах месторождения [6]. Но этот вопрос пока слабо изучен.

Содержание инертных газов в микроалмазах месторождения Кумды-Коль сравнимо с содержанием таковых в метеоритных наноалмазах, даже если они включают в себя только ~0,15% тонкозернистого материала «матрицы» примитивных хондритов, экстремально высокое содержание He и Ne в них доминирует над He и Ne из вмещающих их метеоритов, а Ar, Kr и Xe составляют несколько процентов от общего содержания инертных газов [14]. Импортированное вещество ядра кометы – хондрит включало в себя благородные газы He, Ne, Ar, Xe. ^3He – изначальный компонент Галактики, захваченный веществом кометы в космосе [14], имеет космогенную природу, ^{40}Ar и ^{21}Ne присоединились к алмазам во время их образования. Наличие связи между радиогенным ^4He и Xe спонтанного деления указывает на то, что алмазообразующий флюид содержал продукты распада урана и тория (A.V.Verchovsky et al., 1993).

Примеси азота, водорода, никеля в алмазах. На основе

ИКС в алмазах из известково-силикатных пород и гнейсов установлены примеси N, H, H_2O , OH и карбоната, содержание N варьируют в диапазоне 700–2500 ppm. Азот представлен C-центрами (единичный замещающий N, 1b тип алмаза) и A-дефектами (два атома N замещают углерод – агрегированный N, 1aA тип алмаза), то есть алмазы смешанного типа (1b+1aA) с относительно низкой степенью агрегации N. Содержание определяемого ИКС водорода (полоса 3107 см^{-1} – CH дефекты) достаточно большое, но в микроалмазах из карбонатсодержащих пород оно меньше, чем в остальных алмазах рудной зоны (Е.С.Ситникова, А.Л.Рагозин, 2007). По данным массспектрометрии для алмазов месторождения характерны высокая концентрация азотных P1-парамагнитных центров (P1-центр аналог C-центра в ИКС), обогащение $\delta^{15}\text{N}$ (+5,3...+25‰), высокое содержание N до 10 000 ppm. Наиболее вероятное объяснение избыточного N в алмазах – присутствие его в жидких включениях [21].

Спектры фотолюминесценции (ФЛС) (Ar лазер (λ 514,5 нм)), полученные в кубоидных алмазах в сечении, близком к грани куба, характеризуются интенсивными полосами 694, 700 и 710 нм в краевых частях и ядрах кристаллов и приписываются авторами к Ni-N и (или) Ni-N-H дефектам, температурный диапазон существования которых ~1300–2200°C (L.Tretiakova, 2010). Интенсивная доминирующая полоса 637 нм [(NV) $^-$ центр] в краевых зонах кристаллов и меньшая ее интенсивность в ядрах

Наиболее вероятное описание событий, в результате которых образовались алмазы месторождения Кумды-Коль

является характеристикой облученного и отожженного 1b алмаза (G.Davies, M.F.Hamer, 1976). Слабая полоса 575 нм [(NV) 0 центр], наблюдаемая в краевых зонах алмазов и трудно обнаруживаемая в ядрах, характеризует 1b алмазы с высоким содержанием N. Таким образом, спектры ФЛ подтверждают данные, полученные методами ИКС и ЭПР, и дают информацию о том, что периферийные части кристаллов подверглись большому радиационному облучению. Все перечисленные данные указывает на разные P-T условия образования разных зон алмазов и, по меньшей мере, на двухстадийный рост алмазов. Высокие содержания N и значения $\delta^{15}\text{N}$ (+5,3...+25 – хондритовый диапазон), присутствие H- и Ni-содержащих дефектов в алмазах месторождения сравнимы таковыми в газах оболочек комет, алмазов хондритов, presolar алмазных зерен [18, 13], (S.S.Russell et al., 1991).

Кристаллизация микроалмазов месторождения Кумды-Коль происходила на затравках, впрыснутых в породы мишени и графитизированных в результате импактного события микро- и наноалмазов из C-H-O-N-содержащего флюид-расплава, также образовавшегося при

импакте. Графитизированные микроалмазы – это заправки будущих алмазов с примесями редких экзотических минералов с разнообразными элементами космического происхождения. В пересыщенный углеродом, водородом, кислородом, азотом флюид-расплав входит примеси тонкодисперсного вещества, образованного при дроблении пород мишени во время импакта, которое захватывалось растущими алмазами в виде твердых сингенетических включений. При постоянно изменяющихся *P-T* условиях (от высоких *P-T*, до резко уменьшившегося *P* и постепенно уменьшающейся *T*) и, следовательно, многоступенчатом характере кристаллизации рост алмазов проходил по схеме образования CVD (химическое осаждение из паров) алмазов, для которой не требуется сверхвысоких давлений и температур. Зональность большинства кристаллов алмаза и зонально-секториальное строение наиболее крупных индивидов свидетельствуют о резких, многократных, быстро меняющихся *P-T* условиях их кристаллизации, приведших к неравномерному захвату примесей и делающих структуру алмаза дефектной. Изменения скорости роста алмазов и кратковременность процесса алмазообразования отразились на их размерах, низкой степени агрегации азота и сохранности алмазов.

Алмаз – полигенный минерал. Он может образовываться при разных давлениях и температурах. Главное найти и понять процесс, заставляющий углерод при различных комбинациях давления и температуры преобразовываться именно в алмаз, а не в какую-либо другую его модификацию. По-видимому, настало время с большой осторожностью относиться к трактовке исключительно мантийного генезиса алмазов, ставящей во главу угла «поле стабильности алмаза», и погружающей алмазы на немислимо большую глубину в мантию, где они, вероятно, никогда и не были. Кроме «поля стабильности» никаких других условий для возникновения и роста алмазов там нет – ни возможного источника углерода, ни условий для свободного роста, ни механизма доставки к поверхности, ни вероятного источника энергии для реализации этих процессов. Природные процессы не ограничиваются мантией Земли, они гораздо шире и многообразнее. Авторами показан один из вариантов природного процесса, а именно, наклонное столкновение небольшой кометы с Землей, который, по их мнению, и привел к образованию месторождения алмазов Кумды-Коль в Северном Казахстане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневецкий С.А.* Метаморфогенные алмазы Кумдыкольского месторождения (Кокчетавский массив, Казахстан): метасоматический генезис с начальным космогенно-им-

- пактным вкладом // <http://www.proza.ru/2011/12/28/522>
2. *Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М.* и др. Новый генетический тип алмазных месторождений. – М.: Научный мир, 1999.
3. *Печников В.А., Бобров В.А., Подкуйко Ю.А.* Изотопный состав алмазов и графитов из метаморфических пород Северного Казахстана // *Геохимия*. 1993. № 1. С. 150–154.
4. *Третьякова Л.И., Люхин А.М.* Импактно-космогенно-метасоматическое происхождение микроалмазов месторождения Кумды-Коль, Северный Казахстан // *Мат-лы V Всероссийской научно-практической конференции*. –Якутск, 2015. С. 513–516.
5. *Шуколюков Ю.А., Плешаков А.М., Лаврова Л.Д.* Беспрецедентно высокое $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношение в алмазе из метаморфической породы Кокчетавского массива, Казахстан // *Петрология*.1993. Т. 1. № 1. С. 110–119.
6. *Шуколюков Ю.А., Плешаков А.М., Семенова Л.Ф.* и др. Изотопный состав He в алмазоносных метаморфических породах Северного Казахстана // *Геохимия*.1996. № 1. С. 22–35.
7. *Шумилова Т.Г.* Минералогия самородного углерода. – Екатеринбург: УРО РАН, Коми НЦ, 2003.
8. *Anderson D.L.* Helium-3 from the Mantle: Primordial Signal or Cosmic Dust? // *Science*.1993. Vol. 261. Pp. 170–176.
9. *Dai Z.R., Bradley J.P., Joswiak D.J.* et al. Possible in situ formation of meteoritic nano-diamonds in the early Solar System // *Nature*. 2002. Vol. 418. Pp. 157–159.
10. *de Niem D.* Multiple stages of condensation in impact-produced vapor clouds // In C.Koeberl, K.G.MacLeod Eds. *Catastrophic events and mass extinctions: impacts and beyond*: Boulder, Colorado // *Geol. Soc. America Spec.Paper*. 2002. Vol. 356. С. 631–644.
11. *Dobrzhinetskaya L.F., Green H.W., Bozhilov K.N.* et al. Crystallization environment of Kazakhstan microdiamond: from nanometric inclusions and mineral associations // *J. Met. Geol.*, 2003. Vol. 21. № 5. С. 425–437.
12. *Fukasawa K.Y., Ogasawara Y. and Maruyama S.* et al. Coesite exsolution, silica-excess titanite and $\text{K}_2\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ -bearing diopside in calcite marble from Kokchetav UHPM terraine // 11 Annual Gold. Conf. 2001.
13. *Gilmour I.* Geochemistry of Carbon in terrestrial impact process // *Geol.Soc. L. SP*. 1998. Vol. 14. Pp. 205–216.
14. *Huss G.R.* Meteoritic nanodiamonds: messengers from the Stars // *Elements*. 2005. № 1. Pp. 97–100.
15. *Hwang S-L., Chu H-T., Yui T-F.* et al. Nanometer-size P/K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from the gneisses of Kokchetav and Erzgebirge massifs // *EPSL*. 2006. Vol. 243. С. 94–106.
16. *Katayama I., Maruyama S.* Inclusion study in zircon from ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Kokchetav massif: an excellent tracer of metamorphic history // *J. Geol. Society*. 2009. Vol. 166. Pp. 783–796.
17. *Korsakov A.V., Perraki M., Zedgenizov D.A.* et al. Diamond-Graphite Relationships in Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // *J. Petrol*. 2010. № 3. Pp. 763–783.
18. *Lewis R.S., Anders E., Wright I.P.* et al. Isotopically anomalous nitrogen in primitive meteorites // *Nature*. 1983. Vol. 3051. Pp. 767–771
19. *Lewis R.D., Ming N., Walker J.F.* et al. Interstellar diamonds in meteorites.// *Nature*. 1987. Vol. 326. Pp. 160–162.
20. *Melosh H.J.* Impact cratering: a geological process. 1989.
21. *Nadolniny V.A., Shatsky V.S., Palyanov Yu.* et al. Study of

- local concentration of single substitution nitrogen atoms in micro diamonds from Kokchetav massif // *Eur. J. Mineral.* 2006. Pp. 739–743.
22. *Ogasawara Y.* Microdiamonds in UHP Metamorphic Rocks // *Element.* 2005. Vol. 1. № 2. Pp. 91–96.
23. *Pleshakov A.M., Shukolukov Yu.A.* Isotopic variations of Helium in the diamonds of the Kokchetav massif's metamorphic rocks, Kazakhstan // In *Noble gas Geoch.&Cosmoch.* Tokyo. 1994. Pp. 229–243.
24. *Sumino H., Dobrzhinetskaya L.F., Burgess R.* et al. Deep-mantle-derived noble gases in metamorphic diamonds from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *EPSL.* 2011. Vol. 307. Pp. 439–449.
25. *Zhang R.Y., Liou J.G., Ernst W.G.* et al. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // *J. Metam. Geol.* 1997. Vol. 15. № 4. Pp. 479–496.
26. <http://maps.google.ru/9>

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикации в других изданиях, не допускается.

По всем вопросам, связанным со статьями обращаться в редакцию по телефону (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Оформить подписку **в почтовых отделениях связи** на журнал «Отечественная геология» можно по каталогу «Газеты. Журналы» ОАО Агентства «Роспечать» (подписной индекс **70824**)

Периодичность — шесть номеров в год.

Цена подписки на год 1200 руб.

На **электронную версию** журнала можно подписаться на сайте Научной Электронной библиотеки elibrary.ru